

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE GEOLÓGICAS
Departamento de Estratigrafía



TESIS DOCTORAL

Sedimentología y paleogeografía de los sistemas de humedales costeros de la Fm Leza (Cretácico Inferior, Cuenca de Cameros) : implicaciones en el origen y desarrollo de los depósitos microbianos asociados

Sedimentology and paleogeography of the coastal wetland systems of the Leza Fm (Early Cretaceous, Camero Basin) : implications on the origin and development of associated microbial deposits

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Pablo Suárez González

Directores

José Ramón Mas Mayoral
Isabel Benito Moreno

Madrid, 2015



TESIS DOCTORAL

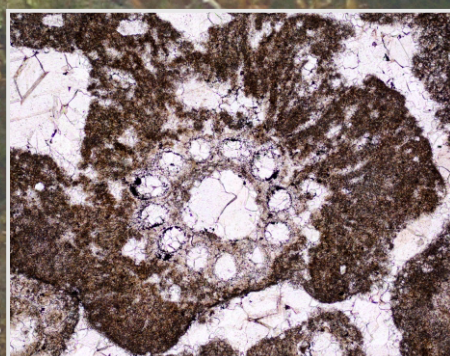
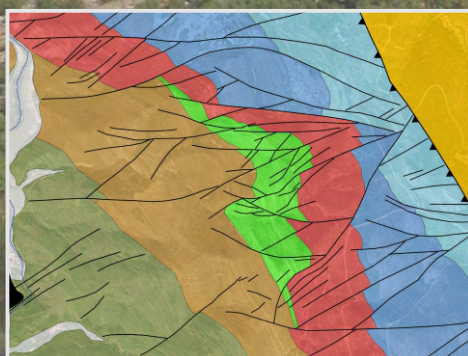


Sedimentología y paleogeografía de los sistemas de humedales costeros de la Fm Leza (Cretácico Inferior, Cuenca de Cameros): Implicaciones en el origen y desarrollo de los depósitos microbianos asociados

Sedimentology and paleogeography of the coastal wetland systems of the Leza Fm (Early Cretaceous, Cameros Basin): Implications on the origin and development of associated microbial deposits

PABLO SUÁREZ GONZÁLEZ

Mayo 2015





Sedimentología y paleogeografía de los sistemas de humedales costeros de la Fm Leza (Cretácico Inferior, Cuenca de Cameros): Implicaciones en el origen y desarrollo de los depósitos microbianos asociados

Sedimentology and paleogeography of the coastal wetland systems of the Leza Fm (Early Cretaceous, Cameros Basin): Implications on the origin and development of associated microbial deposits



TESIS DOCTORAL
PABLO SUÁREZ GONZÁLEZ
MADRID, MAYO DE 2015

Directores: Dr. José Ramón Mas Mayoral
Dra. M^a Isabel Benito Moreno

Departamento de Estratigrafía
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid
Instituto de Geociencias (UCM-CSIC)

**SEDIMENTOLOGÍA Y PALEOGEOGRAFÍA DE LOS SISTEMAS DE
HUMEDALES COSTEROS DE LA FM LEZA (CRETÁCICO INFERIOR,
CUENCA DE CAMEROS): IMPLICACIONES EN EL ORIGEN Y
DESARROLLO DE LOS DEPÓSITOS MICROBIANOS ASOCIADOS**

SEDIMENTOLOGY AND PALEOGEOGRAPHY OF THE COASTAL
WETLAND SYSTEMS OF THE LEZA FM (EARLY CRETACEOUS, CAMEROS
BASIN): IMPLICATIONS ON THE ORIGIN AND DEVELOPMENT OF
ASSOCIATED MICROBIAL DEPOSITS

TESIS DOCTORAL

PABLO SUÁREZ GONZÁLEZ

MEMORIA PRESENTADA PARA OPTAR AL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS GEOLÓGICAS (DOCTORADO EUROPEO)

MADRID, MAYO DE 2015

TESIS DOCTORAL REALIZADA EN EL DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFÍA
DE LA UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
Y EN EL INSTITUTO DE GEOCIENCIAS (UCM-CSIC)

Para mis padres
y mi hermana

Yo no te conocía, tierra

LUIS CERNUDA

AGRADECIMIENTOS

Una tesis doctoral es un trabajo muy personal. Eso me decían antes de empezar, y lo he podido comprobar. Sin embargo, también he comprobado que, paradójicamente, es un trabajo muy colectivo. Durante el día a día puede no parecerlo, pero cuando echas la mirada atrás te das cuenta de todas las personas que han colaborado en ese proyecto personal tuyo y te das cuenta de todo lo que tienes que agradecer.

Mi mayor agradecimiento es para los directores de esta tesis doctoral, el Dr. Ramón Mas y la Dra. M^a Isabel Benito, que me dieron la oportunidad de hacerla y que me han apoyado incondicionalmente a lo largo de estos años, tanto en lo relacionado con la geología como en cualquier otro aspecto. Estoy en eterna deuda con ellos por toda su confianza y su ayuda, y por haberme ofrecido una zona de tesis tan bonita y geológicamente tan interesante, que me ha abierto muchas vías diferentes para investigar y para aprender.

Ramón me recibió en su despacho con amabilidad y cariño cuando, siendo todavía un estudiante de licenciatura, fui a preguntarle si podría colaborar en sus investigaciones y si me ayudaría a pedir alguna beca para ello. No dudó en decir que sí y desde aquel primer día hasta hoy no ha dejado de confiar en mí y de abrirme las puertas de su despacho (incluso cuando era el del decano) con el mismo cariño. Gracias por introducirme en el apasionante pero difícil (ya me lo advertiste aquel primer día) camino de la investigación y por facilitar mi andadura por él dándome libertad y apoyo en cada uno de mis pasos.

Maribel ha sido el alma de esta tesis. Por su generosidad sin límites debería decir más bien que ha sido la madre de esta tesis. Ha trabajado en ella días y noches, sábados y domingos. Ha pensado en esta tesis y le ha dado vueltas a cada aspecto de ella tanto como yo. Su espíritu, su energía, su atrevimiento, su alegría y su entrega están detrás de cada una de las páginas y de las figuras de este volumen, y entre cada una de las líneas, que ha leído y releído con atención y con amor, mejorándolas siempre un poco más en cada corrección. A lo largo de estos años no sólo me ha ofrecido todo su tiempo sino también todo su enorme conocimiento, en el campo, en el microscopio, en la foto aérea, en la escritura, en la burocracia... Enumerar todo lo que he aprendido de Maribel y todo lo que ella ha aportado a esta tesis sería como volver a escribirla de nuevo. Gracias por tener siempre las mejores ideas, las que más frutos han dado. Gracias por tu espíritu crítico, por dudar de todo, por enseñarme el arte de la discusión científica y por empujarme a ir más allá de lo establecido. Gracias por tu alegría en los buenos momentos en el campo y por tu tesón y tu aguante en los malos. Gracias por tu generosidad como profesora, como científica, como IP del proyecto y como persona. Y por encima de todo, muchas gracias por tu disponibilidad total para cualquier cosa, geológica o no, que quisiera consultar contigo, y por escucharme siempre con atención, cariño y comprensión. Gracias por tu apoyo continuo y por tus consejos. Y gracias por tu inigualable virtud de ofrecer siempre una cerveza y un abrazo a tiempo.

Además de padre y madre, esta tesis también ha tenido hermanas. En primer lugar, Emma Quijada, que ha ido recorriendo todas las etapas de la tesis junto a mí: desde las primeras salidas de campo (en las que los malos tragos, fruto de la inexperiencia, fueron más llevaderos al ser compartidos) hasta la última (en la cima de Clavijo, como orgullosos reconquistadores de nuestra columna final), pasando por los congresos (repasando presentaciones la noche antes en el hotel) o los viajes de geoturismo por medio mundo. Gracias por ser una alegre compañera de despacho, una infatigable compañera de campo y una gran amiga. Gracias por ayudarme siempre con el papeleo, especialmente en la fase final de la tesis. Gracias, en definitiva, por ponerle el mismo empeño y cuidado a mi tesis que a la tuya.

Y mis otras hermanas ‘cameranas’: Laura, Silvia, Sara y Sonia. Laura González, hermana mayor, gracias por estar siempre dispuesta a ayudar. Silvia Omodeo, gracias por acompañarme al campo, por tu energía y por enriquecernos con tu punto de vista. Sara Sacristán, de las pocas personas que comparte mi pasión conjunta por las rocas y por los libros, gracias por comprenderme y animarme en coyunturas geológicas y literarias. Y Sonia Campos, hermana pequeña, (que aunque más ‘suribérica’, siempre serás ‘camerana’ de corazón), muchas gracias por ser aire nuevo, porque tu ilusión y tus ganas de aprender

renovaron las mías cuando más lo necesitaba: espero que sigamos ayudándonos mutuamente muchos años.

También estoy muy agradecido a todos los investigadores que han formado parte de los proyectos ‘cameranos’. Especialmente, a los Drs. José Arribas y M^a Eugenia Arribas, de los que tuve la suerte de aprender mucho como alumno y más tarde como compañero de proyecto, gracias por vuestro apoyo y vuestros ánimos constantes; y a la Dra. Ángela Alonso, pionera de la Formación Leza, que siempre ha estado dispuesta a compartir su conocimiento conmigo y a alegrarse de mis avances.

* * * * *

Esta tesis doctoral la he realizado gracias al apoyo económico del programa FPU del Ministerio de Educación. Este programa me permitió, además, realizar dos estancias breves en el extranjero de cuatro meses cada una. Al Dr. Robert Riding le estaré eternamente agradecido por haberme invitado a trabajar con él en Knoxville, en la Universidad de Tennessee (EEUU), y por transmitirme toda su pasión por los carbonatos microbianos. De él he aprendido la mayor parte de lo que sé sobre estromatolitos y sobre escritura científica. Gracias por todas las discusiones delante de un café en Knoxville o a través de innumerables emails desde entonces. Gracias por una colaboración sincera y duradera. Gracias por invitarme a trabajar con el Dr. Fabio Tosti en las Dolomitas. Y, sobre todo, gracias Robert y Liyuan por acogerme en vuestra casa como a uno más de la familia. En Knoxville tuve también la oportunidad de discutir sobre microbialitas con la Dra. Linda Kah. Y agradezco también a mis compañeras de despacho en Knoxville, Annie, Latisha y Qi que me proporcionaran un ambiente de trabajo ideal aquellos meses. La segunda estancia breve la realicé en el CEREGE de Aix-en-Provence (Francia), trabajando con el Dr. Gilbert Camoin y con la Dra. Claire Seard, a quienes les estoy muy agradecido por haber discutido conmigo las diferencias y semejanzas de las microfacies y microbialitas de la Formación Leza con las de las formaciones El Molino (Bolivia) y Green River (EEUU). Gracias a l’ACET, la asociación de doctorandos del CEREGE, por organizar las cervezas de las tardes de los viernes, y a Héctor a Arraiz por animarme todas las semanas a continuarlas por la noche en Aix.

* * * * *

Otros muchos investigadores y colaboradores han aportado su tiempo, su conocimiento y su ayuda a esta tesis. Sin ellos, ésta no habría sido como es:

El Dr. Joaquín Moratalla (Universidad Autónoma de Madrid) y Javier Hernán han sido de gran ayuda con las huellas de dinosaurios y los restos de vertebrados. Ellos, junto a Santiago Jiménez, me guiaron por afloramientos muy interesantes de la Formación Leza. Además, la exhaustiva recopilación bibliográfica de Javier Hernán sobre la geología de Cameros ha sido crucial para los antecedentes de esta tesis.

El Dr. Marc Conrad (Suiza) respondió siempre a mis emails llenos de dudas sobre las algas dasycladales y él y el Dr. Nicolaos Carras (Instituto Griego de Geología y Exploración Mineral) han realizado todo el trabajo de clasificación de las dasycladales de la Formación Leza. Además, los Drs. Ioan Bucur (Universidad Babes-Bolyai, Rumanía) y Raika Radoičić (Serbia) colaboraron también en el estudio de estos microfósiles.

El Dr. Carles Martín-Closas me invitó a la Universidad de Barcelona y no sólo me enseñó mucho sobre carofitas, sino que aportó ideas paleoecológicas de gran relevancia para la interpretación paleoambiental de la Formación Leza. Gracias, Carles, por contestar rápida y eficazmente a mis emails y por haber estado siempre dispuesto a ayudar.

La Dra. Concepción Herrero (Dpto. Paleontología, UCM) me ayudó en los primeros pasos del estudio de los foraminíferos de la Formación Leza y la Dra. Esmeralda Caus me invitó a la Universidad Autónoma de Barcelona para acabar de clasificarlos, permitiéndome, además, comparar mis muestras con las del Barremiense-Aptiense de la Cuenca de Organyà.

La Dra. Carmen Arias (Dpto. Paleontología, UCM) ha respondido amablemente a mis emails sobre ostrácodos. David Bermúdez Rochas (IGME) me facilitó bibliografía muy interesante sobre los peces fósiles del Weald de Iberia y de Europa.

Los consejos de la Dra. Marta Rodríguez (Dpto. Estratigrafía, UCM) fueron cruciales para introducirme en el estudio de las microbialitas. Además, ella me presentó al Dr. Joachim Reitner (Universidad de Göttingen), a quien estoy muy agradecido por haberse sentado al microscopio junto a mí para ver las microbialitas de la Formación Leza y para discutir sus semejanzas con microbialitas actuales.

El Dr. Raúl Merinero (UCM) me ayudó enormemente en el estudio estadístico y en el tratamiento informático de los datos sobre laminación de estromatolitos.

Los Drs. Federico Ortí (Universidad de Barcelona) y Stefano Lugli (Universidad de Módena) estuvieron en el campo, colaborando en la interpretación de las evaporitas de la Formación Leza. Los Drs. Concepción Arenas (Universidad de Zaragoza) y Ramón Salas (Universidad de Barcelona) también visitaron la Formación Leza en el campo y sus comentarios y sugerencias han sido muy útiles.

Otto Kälín (Dpto. Paleontología, UCM) y los Drs. Gabriel Gutiérrez Alonso (Universidad de Salamanca) y Javier Elez Villar me ayudaron mucho con la tectónica en el campo. Otto, muchas gracias por tu visión de la tectónica de Cameros y por explicármela pacientemente con todo el papel o la plastilina que hiciera falta. Gabi, muchas gracias por introducirme en el maravilloso mundo tardivarisco, por tus ideas y dibujos, por enseñarnos la tectónica de la Cantábrica, por pasarme tanta bibliografía interesante y, sobre todo, por tu apoyo y tus ánimos sinceros.

Al Dr. Kyger C. Lohmann (Universidad de Michigan) le estoy muy agradecido por enseñarnos la geología del SO de Estados Unidos, por dejar que le enseñáramos la geología de la Formación Leza y por sus consejos sobre geoquímica, ya sea aplicada al estudio de isótopos estables o a la fabricación de cerveza casera.

Al Dr. Juan Carlos Braga y a Vedrana Pretković (Universidad de Granada) les agradezco su apoyo en los congresos en los que hemos coincidido. Al Dr. Vicente Iribar (Universidad del País Vasco) le agradezco que nos ayudara a comparar el Cretácico Inferior de Cameros con el de la Cuenca Vasco-Cantábrica. A los Drs. Alberto Cobos, Rafael Royo y Luis Alcalá (Dinópolis) les agradezco sus ánimos en la recta final de esta tesis.

Me gustaría agradecer también a los revisores y editores de los artículos que se incluyen en esta tesis doctoral el tiempo y el esfuerzo que han empleado para corregir e intentar mejorar mi trabajo. Gracias, pues, a los Drs. Jean-Yves Reynaud, Benjamin Brigaud, Leslie Melim, Peter Burgess, Paul Wright, Concepción Arenas, Brian Jones, José López, Javier Martín Chivelet, Carles Martín Closas, Gilbert Camoin y a varios revisores anónimos.

* * * * *

El día a día de esta tesis doctoral lo he vivido en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid, que también forma parte del IGEO (antes IGE), centro mixto CSIC-UCM. Estoy enormemente agradecido a estos centros por haber puesto a mi disposición todos los medios técnicos que he necesitado para la realización de la tesis, y estoy más agradecido todavía a todos los miembros de estos centros, que han hecho que me sintiera como en casa, creando un ambiente de trabajo cómodo y agradable. Agradezco a Amalia que me recibiera cada mañana en el pasillo con una sonrisa. Agradezco a los técnicos del laboratorio del departamento todo su trabajo: gracias a Gilberto Herrero, Beatriz Moral y Juan Carlos Salamanca por la realización de muchísimas láminas delgadas, y gracias a Aitor Antón y a Aida Adsuar por estar siempre dispuestos a ayudar en lo que hiciera falta. Agradezco a Valle López toda su ayuda y paciencia con ArcGIS; a Modesto Escudero los muchos libros escaneados y su ayuda continua con la impresora; a José Andrés Lira su buena mano y su saber hacer con los ordenadores; y a José Luis González 'Tote' su sentido del humor y su ayuda con las fotos. También estoy muy agradecido a todo el personal de administración (Beatriz Bartolomé, Maribel Sevillano, Angelina Ruano, Piedad Martín e Isidora Hidalgo) por haberme facilitado los papeleos.

Agradezco a todos los profesores e investigadores del departamento que me trataran como a un compañero más desde el primer día, tanto en la cotidianeidad del pasillo o del 13, como en las reuniones

de departamento, en las mudanzas y movimientos de mobiliario, o en las fiestas. Gracias a los Drs. Rocío Giménez, Belén Muñoz, Cristino Dabrio, Laura González y Juan Ignacio Santisteban por dejarme colaborar en sus asignaturas y por dejarme aprender de ellos como profesores. Gracias a los Drs. Javier Martín Chivelet y Marian Fregenal por atender mis dudas y responder a mis preguntas. Gracias al Dr. Agustín Pieren por su compañerismo, su alegría, su humor y su voluntariedad. Gracias al Dr. José López por ser un vecino de despacho tan agradable. Gracias a la Dra. Margarita Díaz Molina por todo su cariño, su apoyo y su ayuda; fue un placer ser alumno tuyo y más todavía ser un compañero. Gracias a la Dra. Marta Rodríguez por su ánimo constante; tenías razón cuando decías “todo se acaba, incluso la tesis”. Y muchas gracias a todos los profesores e investigadores del departamento que se han jubilado en los últimos años, los Drs. Lorenzo Vilas, Consuelo Arias, Álvaro García Quintana, Santiago Hernando, Ricardo Rincón, Pedro Herranz y Luis Carlos Suárez. A ellos les debo, en gran medida, el haber llegado hasta aquí, pues siendo alumno suyo me transmitieron su pasión por esta ciencia del tiempo que es la Estratigrafía. Además, siempre tuvieron palabras de ánimo, de apoyo y de comprensión para los que estábamos empezando nuestro camino en esta ciencia, siguiendo sus pasos. Gracias especialmente al Dr. Lorenzo Vilas por preocuparse siempre por mi avance; a la Dra. Consuelo Arias por haber estado siempre pendiente de lo que necesitábamos los becarios, por ayudarme con las algas y los foraminíferos, por darme ánimos y por dejarme ‘de herencia’ libros muy interesantes, útiles y difíciles de encontrar; y al Dr. Pedro Herranz por hacerme compañía en las noches que me he tenido que quedar en el departamento y por mostrarme su confianza y su apoyo. Gracias a Miguel Ángel San José por haberme cedido una de sus muestras de estromatolitos.

María Victoria Romero Sanz, Pedro Martín Duque, Laura Donadeo y Rosario Ojeda se merecen todo mi agradecimiento porque a lo largo de estos años he puesto a prueba sus habilidades como bibliotecarios (¡y su paciencia!), pidiéndoles libros y artículos de lo más raro, pero ellos los han encontrado todos, por escondidos que estuvieran. Gracias por vuestra profesionalidad y por vuestro apoyo.

Quiero agradecer también a Alfredo Fernández Larios, del Centro Nacional de Microscopía Electrónica, su ayuda con la microsonda; a Xabier Arroyo, del CAI de Técnicas Geológicas de la UCM, su ayuda con el microscopio electrónico; al personal del CAI de Geocronología y Geoquímica Isotópica de la UCM la realización de los análisis isotópicos de Sr; y a Lora Wingate, del laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de Michigan, la realización de los análisis isotópicos de C y O.

Gracias a la Dra. Lorena Ortega por mostrarme su apoyo desde el decanato. Gracias a los miembros de la comisión de doctorado de la facultad y especialmente a sus coordinadores, la Dra. Sol López y el Dr. Alfonso Muñoz, por aceptarme en la comisión como representante de alumnos y por contar siempre con la opinión de los doctorandos.

* * * * *

Y, por supuesto, muchísimas gracias a los compañeros doctorandos de la facultad que habéis compartido conmigo estos años de tesis, con sus luces y sus sombras, con sus risas y sus penas. Gracias a todos los que me apoyasteis y me ayudasteis como representante de alumnos. Gracias a Emma, Sara, Juncal, Sonia y Mary por ser las mejores compañeras de despacho que podía pedir, discretas y tranquilas pero divertidas. Habéis hecho que fuera fácil llegar cada mañana al despacho y quedarme allí horas y horas con vosotras. Gracias a los demás doctorandos del departamento (María José, Belén, Paco, Laura, Davinia, Violeta y Maialen) por haber creado tan buen ambiente entre todos y haber trabajado siempre codo con codo en la organización de fiestas, guateques, ágapes, pícnicos y toda clase de eventos. Muchas gracias, María José, por tenernos a todos organizados para comer, por dejar que te robara chuches y galletitas, por ser tan divertida y por vacilarnos a todos y dejar que te vaciláramos. Gracias, Paco, por tu filosofía del “pa’lante” y del “pasito a pasito”, que entendí completamente el último año de tesis y que me ha ayudado mucho. Gracias al equipo de ‘comida a la una, puntual y con tupper’ (María José, Juncal, Emma, Belén, Laura, Paco, Mario, Isma, Roselis, Alberto, Nacho, Jorge, Laura, Sonia y Maialen) por darle un toque de alegría y de luz hasta al día más gris. Gracias, Alberto, por tus consejos de informática y por ofrecerte siempre para ayudar en lo que hiciera falta. Gracias, Isma, por haber compartido conmigo tu entusiasmo por la geología

y por la investigación desde que comenzábamos en ella. Gracias a Paloma y Blanca, de Paleo, y a Eva y a Darío, de Mine, que siempre me han apoyado. Gracias a Ali, Ángela, Quique, Richard y Cristina, de Petro, por compartir buenos momentos. Gracias, Ali, por preocuparte por mí, por tu apoyo constante y por tu alegría y tu ayuda en el campo. Gracias también a todos los doctorandos de otros centros con los que he coincidido en estancias, visitas y congresos, que han sido amables y han mostrado una gran solidaridad becarial. En especial, gracias a Miriam Pérez de os Ríos por su alegría y entusiasmo tan contagiosos y por alojarme en su casa de Sabadell cuando fui a la UAB.

Ahora que voy acabando esta etapa geológica de mi vida, tengo muy buenos recuerdos de los compañeros de carrera (Ester, Lorena, Adrián, Virginia, Myriam, Ángel, Jorge, Isma, Rubén, Emma y Nate) y de máster (Emma, Nacho, Alejandro, Vero, Vera, Sasha y Meritxell), con los que compartí mis primeras aventuras como geólogo. Gracias, Ester, por ser una amiga fiel, por comprenderme mejor que nadie y por abrirme las puertas de tu casa en Zaragoza. Gracias a mis chamascas petrolerillas por su alegría y su rumba: ¡demasiado fino! Gracias a Nacho y Alejandro por sus conversaciones sobre nuestros temas favoritos: piedras y cerveza.

* * * * *

Fuera del ámbito de la geología, tengo que agradecer a muchos amigos y compañeros que me hayan aguantado estos años hablando de la tesis y de los artículos a todas horas. ¡Gracias por vuestra paciencia! Gracias, en primer lugar, a Nate, que siempre ha estado a mi lado, pese a vivir en continentes distintos, y que me ha acogido en su granja proporcionándome el mejor descanso y la mejor desconexión antes, durante y espero que después de la tesis. Gracias también a Racey por mantenernos en contacto. Gracias a Alfredo por las infinitas veces que me alegró el día, durante los cuatro años que vivimos juntos, poniendo siempre el disco adecuado y cocinando platos de lo más exótico. Gracias a Benja por haber compartido conmigo todos los caminos desde el colegio, por ser la persona en la que siempre puedo confiar para alegrarse conmigo en los buenos momentos y para levantarme el ánimo en los malos. Gracias a los Agudos (Pati, Álvaro, Cobi, Chema, Fer y Borja), mis amigos del alma, que sabéis cómo hacerme reír a carcajadas y que me habéis querido siempre, pese a que viva en otro mundo. Gracias a Carmen por su apoyo incondicional, por compartir todos los quebraderos de cabeza de nuestras tesis, por confiar en mí mucho más que yo mismo, por las interminables discusiones y por entender que muchas veces tuviera que abandonarla para seguir trabajando con mis algas. Gracias a Susana por su comprensión, su confianza y sus ánimos, y por sus interesantes conversaciones sobre libros, series, películas, animales, filosofía o cualquier otro tema cuando no queríamos seguir hablando de las tesis. Gracias a Leyla por acordarse siempre de mí y alegrarme con unas cañas y unas buenas risas cada vez que pasaba por Madrid.

* * * * *

Gracias a todos mis amigos ‘musicales’ por hacerme estos años de tesis mucho más llevaderos con buen ritmo y con buena compañía. Gracias a los innumerables compañeros que han pasado estos años por el Coro de Gospel y Música Moderna de la UCM: vuestra calidad como músicos y, sobre todo, como personas, ha hecho que los lunes fueran, por raro que parezca, uno de los mejores días de la semana. Mil gracias a su creadora y directora, Irene Shams, pues toda la confianza que ha depositado en mí, en lo musical, ha hecho que yo tuviera más seguridad en mí mismo en los demás ámbitos de mi vida, incluida la ciencia. Gracias a Nerea, La Negra, Ceci y Cris, ‘hermanas del alma’, con las que comparto mucho más que la música y que siempre han estado ahí para animarme cuando lo he necesitado. Gracias a Miguel, Carlos, Franco y Pedro de The Funkey por darle un ritmo inmejorable los últimos años de tesis. Gracias a Nerea, Estefi, Bea e Irene por sus voces: siempre seréis mis Soulettes.

* * * * *

También estoy muy agradecido a mis profesores de Literatura porque, aunque sus clases, trabajos y exámenes me hicieran perder algo de tiempo de la tesis, me han hecho disfrutar mucho de una de las cosas que más me gustan: seguir aprendiendo.

* * * * *

Como suele suceder en este tipo de listas, he dejado para el final a los más importantes. Belén, cualquier palabra de agradecimiento va a ser insuficiente. Me has ayudado en todo lo que he necesitado y en cualquier momento en que lo necesitara. Has maquetado este volumen y has revisado toda su larga bibliografía. Y eso no ha sido nada comparado con lo mucho que me has ayudado queriéndome y cuidándome, entendiendo y respetando que haya estado horas y horas, días, noches y fines de semana dedicado únicamente a la tesis. Te debo mucho tiempo. Gracias por preocuparte por mi bienestar y mi salud más que yo. Gracias por tu infinita confianza en mí. Gracias por tu sentido del humor y por tu sonrisa, que son capaces de sacarme del pozo más profundo de frustración o de impotencia científica. Y muchísimas gracias por darme un espacio, físico y emocional, en el que poder estar perfectamente cómodo, tranquilo y concentrado para acabar esta tesis.

Y a mi familia, mi cimiento, mi raíz: gracias por ser la roca, el basamento, sobre el que haber podido construir lo que soy, incluyendo esta tesis que resume el trabajo de muchos años. Gracias, mamá, por no dejar de preocuparte por mí ni un segundo, por apoyarme incondicionalmente en todas las decisiones que he tomado y por llevarme tuppens algunas noches hasta la facultad para que cenara: eso es amor. Gracias, papá, por interesarte por todos los avances (o retrocesos) de mi tesis, por las largas conversaciones que me hacían olvidarme un poco de ella y por comprenderme y animarme en todas mis facetas. Gracias, María, por preguntar siempre por mi tesis y por preocuparte por mí como si fuera un hermano pequeño, más que un hermano mayor; este montón de páginas tratan sobre un pedacito de pasado y me gustaría dedicártelas especialmente a ti, porque eres toda futuro. Gracias, Eu, porque tu amor, tu dedicación, tu alegría y tu energía son mi modelo; espero que algo de ellas se haya colado en esta tesis. Gracias, Joaquín, por ser más que un tío y un padrino; Merche no pudo ver el final de este proyecto, pero sé que nunca dudó que llegaría este momento, porque me quería y confiaba en mí tanto como tú. Gracias, Quincho y Gonzalo, por haber ido siempre por delante, marcándome el camino. Gracias a todos los demás miembros de la familia, los Suárez y los González, por vuestro cariño.

* * * * *

Durante los últimos meses de redacción de esta tesis doctoral tuve la oportunidad de viajar unos días a Turquía para participar en un congreso. En mis paseos por Estambul intenté aprender algunas palabras básicas de turco para poder dirigirme a los comerciantes y camareros ('hola', 'adiós', 'sí', 'no', 'buenos días'...). No hubo manera. La única palabra turca que conseguí memorizar fue 'gracias'. Dándole vueltas a cuál sería la razón por la que sólo esta palabra se me había quedado en la cabeza me di cuenta de que 'gracias' era, con diferencia, la palabra que más utilizaba en mis breves conversaciones con turcos. Y entonces pensé que probablemente una de las experiencias más similares a la de verse inmerso en una tesis doctoral sea estar en un país extranjero cuyo idioma no entiendes, pues cuando estás perdido o no entiendes algo lo único que puedes ofrecer a alguien que se ha parado desinteresadamente en mitad de la calle a echarte una mano es un 'gracias' y una sonrisa. Así que, a todos los que a lo largo de esta tesis os habéis detenido un momento para indicarme por dónde tenía que ir o para explicarme el significado de algo, me gustaría poder recompensaros algún día todo vuestro apoyo, pero, por ahora, sólo puedo decir, de corazón:

Teşekkürler.

Gracias.

ABSTRACT	1
Capítulo 1. INTRODUCCIÓN GENERAL	7
1.1 <u>Planteamiento y objetivos</u>	9
1.2 <u>Organización de esta memoria: compendio de publicaciones</u>	10
1.3 <u>Marco geográfico</u>	11
1.4 <u>Contexto geológico</u>	13
1.4.1 La Cuenca Ibérica	13
1.4.2 La Cuenca de Cameros	16
1.4.2.1 <i>Origen tectónico de la Cuenca de Cameros</i>	16
1.4.2.2 <i>Relleno sedimentario de la Cuenca de Cameros</i>	17
1.4.2.3 <i>Evolución posterior de la Cuenca de Cameros</i>	20
1.5 <u>Antecedentes bibliográficos regionales</u>	21
1.5.1 Siglo XIX	21
1.5.2 Primera mitad del siglo XX (1900 - 1960)	22
1.5.3 Tesis doctorales del grupo de la Universidad de Bonn	23
1.5.4 Periodo de 1960 a 1980	24
1.5.5 Década de 1980	25
1.5.6 Desde 1990 a la actualidad	27
1.5.6.1 <i>Grupo de investigación de la Universidad Complutense de Madrid</i>	29
1.6 <u>Metodología</u>	31
1.6.1 Recopilación bibliográfica	31
1.6.2 Terminología	32
1.6.3 Trabajo de campo	33
1.6.3.1 <i>Cartografía geológica</i>	33
1.6.3.2 <i>Realización de columnas estratigráficas</i>	33
1.6.3.3 <i>Muestreo</i>	33
1.6.3.4 <i>Medidas de paleocorrientes</i>	34
1.6.4 Trabajo de gabinete	34
1.6.4.1 <i>Cartografía geológica</i>	34
1.6.4.2 <i>Recopilación cartográfica</i>	34
1.6.4.3 <i>Tratamiento gráfico de los datos</i>	35
1.6.4.4 <i>Análisis estadísticos</i>	35
1.6.5 Trabajo de laboratorio	36
1.6.5.1 <i>Obtención de láminas delgadas y secciones pulidas</i>	36
1.6.5.2 <i>Estudio petrográfico</i>	37
1.6.5.3 <i>Catodoluminiscencia</i>	37
1.6.5.4 <i>Microscopía electrónica de barrido</i>	38
Capítulo 2. LA FORMACIÓN LEZA: retos y resultados	39
2.1 <u>Introducción y objetivos parciales del capítulo</u>	41
2.2 <u>Antecedentes sobre la Fm Leza y el borde norte de la Cuenca de Cameros</u>	42
2.2.1 Problemáticas principales que plantea el estudio de la Fm Leza	48
2.3 <u>Resultados cartográficos</u>	50
2.3.1 Principales sectores del mapa geológico	50
2.3.2 Características generales de las unidades cartografiadas	56
2.3.3 Rasgos tectónicos generales del área de estudio	61
2.3.4 Litosomas de la Fm Jubera y la Fm Leza	61
2.4 <u>Resultados estratigráficos</u>	62

2.4.1 Columnas estratigráficas.....	62
2.4.2 Evidencias de influencia marina.....	64
2.4.3 Implicaciones cronoestratigráficas.....	66
2.5 Conclusiones parciales del capítulo.....	68

Capítulo 3. ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO Y PALEOAMBIENTAL DE LA FM LEZA: relevancia de los humedales costeros como sistemas deposicionales en el registro geológico.....71

3.1 <u>Introducción y objetivos parciales del capítulo</u>	73
3.1.1 Problemática general del capítulo.....	73
3.1.2 Objetivos del artículo incluido en este capítulo.....	74
3.1.2.1 <i>Interpretación sedimentológica de los depósitos de la Fm Leza</i>	74
3.1.2.2 <i>Clasificación del sistema deposicional de la Fm Leza</i>	74
3.1.2.3 <i>Caracterización general de los depósitos de humedales costeros</i>	75
3.1.3 Objetivos del estudio paleoecológico.....	75
3.1.4 Objetivos de la comparación de los depósitos de la Fm Leza con análogos actuales.....	76
3.2 <u>Antecedentes y contexto histórico</u>	76
3.2.1 Sistemas parálcos.....	77
3.2.2 Llanuras costeras.....	80
3.2.3 Humedales.....	81
3.2.4 Humedales costeros.....	82
3.3 <u>Sedimentología de la Fm Leza</u>	85
3.3.1 Asociación de facies de calizas negras.....	85
3.3.2 Asociación de facies de calizas grises tableadas.....	86
3.3.3 Asociación de facies de oolitos-estromatolitos.....	86
3.3.4 Asociación de facies de dolomías y evaporitas.....	95
3.3.5 Asociación de facies clásticas.....	95
3.3.6 Estudio de las paleocorrientes.....	101
3.3.7 Interpretación sedimentológica general de la Fm Leza.....	101
3.4 <u>Aspectos paleoecológicos de la Fm Leza</u>	104
3.4.1 Carofitas y dasycladales.....	108
3.4.1.1 <i>Carofitas</i>	109
3.4.1.2 <i>Dasycladales</i>	109
3.4.1.3 <i>Interpretación paleoecológica de carofitas y dasycladales</i>	112
3.4.2 Foraminíferos bentónicos.....	117
3.4.3 Ostrácodos.....	120
3.4.4 Interpretación paleoecológica general de la Fm Leza.....	122
3.5 <u>Análogos actuales</u>	125
3.5.1 Los Everglades (Florida, EEUU).....	125
3.5.2 La Camarga (SE de Francia).....	128
3.5.3 Los humedales de Mesopotamia (SE de Irak y O de Irán).....	130
3.5.4 Otros análogos actuales.....	135
3.6 <u>Conclusiones parciales del capítulo</u>	137
* <u>ARTÍCULO:</u> Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, R. (2015) Sedimentology of ancient coastal wetlands: Insights from a Cretaceous multifaceted depositional system. <i>Journal of Sedimentary Research</i> 85: 95-117.....	139

Capítulo 4. INTRODUCCIÓN GENERAL A LAS MICROBIALITAS DE LA FM LEZA	
LEZA	163
4.1 <u>Introducción y objetivos parciales del capítulo</u>	165
4.2 <u>Definiciones y clasificaciones</u>	165
4.2.1 Microbialitas	165
4.2.1.1 <i>Tipos de microbialitas</i>	166
4.2.2 Estromatolitos	168
4.2.2.1 <i>Tipos de estromatolitos</i>	168
4.3 <u>Microbialitas de la Fm Leza</u>	170
4.3.1 Oncolitos	170
4.3.2 Dendrolitos	170
4.3.3 Trombolitos	171
4.3.4 Estromatolitos esqueléticos	173
4.3.5 Estromatolitos aglutinantes	173
4.3.6 Estromatolitos micrítico-evaporíticos	175
4.3.7 Calizas con laminación fenestral	175
4.4 <u>Conclusiones parciales del capítulo</u>	177

Capítulo 5. ESTROMATOLITOS DE LA FM LEZA: procesos de acreción y controles ambientales	179
5.1 <u>Introducción y objetivos parciales del capítulo</u>	181
5.2 <u>Antecedentes y contexto histórico</u>	183
5.2.1 Origen histórico de la relación entre estromatolitos y el proceso de atrapamiento de granos	183
5.2.2 Origen histórico de la relación entre estromatolitos y medios mareales	187
5.3 <u>Relevancia e implicaciones generales de este estudio</u>	188
5.3.1 Novedades aportadas por este capítulo	188
5.3.1.1 <i>Composición química de las aguas</i>	188
5.3.1.2 <i>Condiciones hidrodinámicas del medio</i>	189
5.3.1.3 <i>Factores microbiológicos</i>	189
5.3.2 Implicaciones de los nuevos resultados de este capítulo	190
5.3.2.1 <i>El “dilema del sedimento” en los estromatolitos</i>	190
5.3.2.2 <i>La relación entre ambiente y microfábrica estromatolítica</i>	192
5.4 <u>Conclusiones parciales del capítulo</u>	193
* <u>ARTÍCULO</u> : Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, R. (en prensa) Do stromatolites need tides to trap ooids? Insights from a Cretaceous system of coastal-wetlands. En: Tessier, B., Reynaud, J.Y. (eds) <i>Tidal Sedimentology: From Process to Stratigraphy</i> . IAS Special Publications 47	195

Capítulo 6. ESTROMATOLITOS AGLUTINANTES: una nueva mirada a viejos conocidos	227
6.1 <u>Introducción y objetivos parciales del capítulo</u>	229
6.1.1 Microfábricas y procesos de acreción	229
6.1.2 Laminación	229
6.1.3 Análisis cuantitativo de la laminación	230
6.2 <u>Antecedentes y contexto histórico</u>	230
6.2.1 Descripciones históricas de la laminación estromatolítica	230
6.2.2 Breve historia del origen de la laminación estromatolítica	231
6.2.3 Laminación de microbial mats vs. laminación de estromatolitos	234

6.2.4 El problema de la periodicidad.....	235
6.2.5 El rol de los hiatos en la laminación.....	236
6.2.6 Estudios morfométricos y enfoques cuantitativos.....	238
6.3 <u>Relevancia e implicaciones generales de este estudio</u>	239
6.3.1 Novedades aportadas por este capítulo.....	239
6.3.1.1 <i>Microfábricas y procesos de acreción</i>	239
6.3.1.2 <i>Laminación</i>	242
6.3.1.3 <i>Análisis cuantitativo de la laminación</i>	242
6.3.2 Implicaciones de los nuevos datos de este capítulo.....	244
6.3.2.1 <i>Microfábricas y procesos de acreción</i>	244
6.3.2.2 <i>Laminación</i>	244
6.3.2.3 <i>Análisis cuantitativo de la laminación</i>	246
6.4 <u>Conclusiones parciales del capítulo</u>	246
* <u>ARTÍCULO</u> : Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, R., Merinero, R., Riding, R. (2014) Origin and significance of lamination in Lower Cretaceous stromatolites and proposal for a quantitative approach. <i>Sedimentary Geology</i> 300: 11-27.....	249
 Capítulo 7. DISCUSIÓN GENERAL: control tectónico y eustático en la sedimentación de la Fm Leza y en el desarrollo de sus microbialitas. Implicaciones paleogeográficas	267
7.1 <u>Introducción y objetivos parciales del capítulo</u>	269
7.2 <u>Control tectónico en la sedimentación de la Fm Leza</u>	269
7.2.1 La Cuenca de Cameros en el marco tectónico de la Placa Ibérica.....	269
7.2.2 Influencia de la estructuración tardivarisca en la extensión mesozoica.....	271
7.2.3 Influencia de la estructuración tardivarisca en la Cuenca de Cameros.....	271
7.2.3.1 <i>Borde norte de la Cuenca de Cameros</i>	272
7.2.4 Posible migración de las evaporitas triásicas durante la extensión.....	279
7.2.4.1 <i>Zona con directriz SO-NE entre Torrecilla y Clavijo</i>	279
7.2.4.2 <i>Zona con directriz O-E entre Leza del Río Leza y Jubera</i>	280
7.2.4.3 <i>Zona con directriz NO-SE entre Jubera y Préjano</i>	283
7.3 <u>Relación entre control tectónico y control eustático</u>	283
7.4 <u>Influencia de la tectónica y el eustatismo en las microbialitas de la Fm Leza</u>	286
7.4.1 Contexto global de las microbialitas del Aptiense inferior.....	287
7.5 <u>Paleogeografía de la Fm Leza</u>	288
7.6 <u>Conclusiones parciales del capítulo</u>	290
* <u>ARTÍCULO</u> : Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, R. (2013) Eustatic versus tectonic control in an intraplate rift basin (Leza Fm, Cameros Basin). Chronostratigraphic and paleogeographic implications for the Aptian of Iberia. <i>Journal of Iberian Geology</i> 29: 285-312.....	293
 CONCLUSIONES	321
 CONCLUSIONS	325
 BIBLIOGRAFÍA	329
 ANEXOS: columnas estratigráficas de la Fm Leza	

ABSTRACT

INTRODUCTION

This Ph.D. thesis, entitled “Sedimentology and paleogeography of the coastal wetland systems of the Leza Fm (Early Cretaceous, Cameros Basin): Implications on the origin and development of associated microbial deposits”, presents the results of the first detailed and thorough study of the Leza Formation (Leza Fm), a mainly carbonate unit (but also including clastic deposits and originally evaporitic deposits, currently preserved as pseudomorphs), which crops out in the region of La Rioja, Northern Spain. The Leza Fm was deposited in the tectonically-active northern margin of the Cameros Basin, a Late Jurassic-Early Cretaceous intraplate extensional basin of the Iberian tectonic plate. No previous works have focused on the Leza Fm as a whole, but many previous authors who studied the geology of the Cameros Basin have mentioned its deposits, and some of them have made interpretations of partial aspects of the unit, especially regarding its age and lateral relationship with other units of the basin, its tectonic context, and its sedimentological origin. Thus, the Leza Fm is a challenging unit with uncertain stratigraphy and age, due to the scarcity of chronostratigraphic markers, and with uncertain sedimentology, due to the occurrence of fossils of both continental and marine affinities. In addition, during the development of this research, an unusual diversity and abundance of microbialites has been discovered in the Leza Fm deposits, adding further complexity to the study of the system.

AIMS

Therefore, following the main controversies of previous studies, the aims considered for this Ph.D. research were:

- Detailed geological mapping of the northern margin of the Cameros Basin, focused on the discrimination of the stratigraphic relationships of the Leza Fm with adjacent units, and also focused on the tectonic structures associated with these units.
- Detailed logging of stratigraphic sections of the Leza Fm throughout all its outcrop area, in order to describe the main stratigraphic differences, similarities or trends observed in the unit.
- Thorough sampling of the measured stratigraphic sections, as well as of other significant outcrops of the unit, increasing the amount of sedimentological and paleontological data of the Leza Fm, which previously were only partial and/or local.
- Petrographic study of all the samples, focused on the identification of biotic components, in order to accurately characterize the distribution and relevance of the previously reported presence of continental and marine microfossils.
- Facies analysis of the Leza Fm deposits, both carbonate and clastic, and definition of the general depositional system where this unit was formed using similar ancient examples and modern analogues.
- Description of all the microbialite varieties observed in the Leza Fm and of the facies in which they occur, aiming to better understand the environmental controls on the development of microbial structures.
- Detailed study of the Leza Fm stromatolites, focusing on their microfabrics and on the interpretation of the processes responsible for the stromatolite accretion and for their characteristic lamination. Comparison with modern and ancient examples in order to evaluate models for the origin of stromatolite lamination.
- Integration of the new data on the paleogeographic context of the Leza Fm: interpretation of the tectonic processes that may have controlled the sedimentation of this unit, and correlation with deposits of adjacent coetaneous basins.

MAIN RESULTS

- *Stratigraphy*. The northern margin of the Cameros Basin is formed by the Triassic-Jurassic substrate of the basin, which is significantly faulted. Many of these faults control the thickness and distribution of the Lower Cretaceous units which directly overlie the substrate: The Jubera Fm (conglomerates, sandstones and shales) and the Leza Fm (mixed carbonate-clastic). These units crop out along the northern margin of the basin as nine independent lithosomes bounded by major faults. Within the lithosomes it is observed that the underlying clastic deposits of the Jubera Fm change upwards and laterally to the Leza Fm. The Leza Fm has variable thickness (from 20 m to 280 m), and it generally shows strong clastic influence in the base and predominance of carbonates in the middle and upper parts of the unit. Towards the south (central area of the Cameros Basin), the Leza Fm changes laterally to sandstones, carbonates and marls of the Enciso Group.

Detailed logging and sampling of the Leza Fm indicate very abundant evidences of marine influence. These evidences are both sedimentological features (sedimentary structures of tidal origin) and paleontological features (presence of dasycladales -*Salpingoporella urladanasi*-, miliolid foraminifers -cf. *Istriloculina*-, and homogeneous populations of porocharacean charophytes, commonly interpreted as deposited in coastal brackish settings). The abundance of these features increases upwards in most of the studied sections of the Leza Fm, which indicates that marine influence in the sedimentation of the unit was much more important than previously considered, and which also suggests the existence of a transgressive trend causing a stronger marine influence at the top of the unit.

The lateral relationships between the units of the northern margin of the Cameros Basin indicate that the Jubera Fm, the Leza Fm and the Enciso Gr were genetically related and belong to the same depositional sequence. The dasyclad alga found in the Leza Fm has a Barremian-Albian distribution, being especially abundant during Barremian-Aptian times. This confirms the upper Barremian-lower Aptian age that has been previously attributed to the Enciso Gr depositional sequence, which includes the Leza Fm. Therefore, the transgressive trend observed in the Leza Fm may be correlated with the strongest transgressive phase of the upper Barremian-lower Aptian period, which is globally recognized at the lower Aptian. Furthermore, the strongest marine influence at the top of the Leza Fm might correspond to the highest sea-level peak of this transgressive phase, which is generally dated in the middle-upper portion of the lower Aptian.

- *Sedimentology*. The Leza Fm includes a wide variety of facies, which can be grouped in five different facies associations. The sedimentological interpretation of these facies, together with the paleoecological analysis of their fossil content, indicate that the general depositional system of the Leza Fm was characterized by many different paleoenvironments, located at the sea-land transition, and which virtually covered all the range from proximal continental to marginal marine settings, including: 1) alluvial fans formed by the erosion of the marine Jurassic substrate of the basin; 2) vegetated areas associated with the alluvial fans; 3) oncoid-rich channels; 4) fresh water bodies with variable clastic input coming from the alluvial fans; 5) brackish water bodies with developments of homogeneous populations of porocharacean charophytes; 6) water bodies with moderate marine influence, which included dasyclad populations; 7) water bodies that underwent relatively rapid hydrochemical changes due to periodical variations in the freshwater and sea-water inputs; 8) water bodies with stronger marine influence, developing low-diversity populations of miliolids and ostracods; 9) tide-influenced environments also including miliolids and ostracods; 10) relatively restricted marine-influenced areas with precipitation of evaporative sulfates; 11) wide palustrine areas surrounding and separating the water bodies.

This paleoenvironmental diversity, together with the ubiquitous features of subaerial exposure and edaphic alteration, suggests that the general depositional system was an extensive, vegetated, low-gradient area, located in a coastal setting, and very prone to both flooding and desiccation. Differences in the facies distribution between the lithosomes of the Leza Fm indicate that the depositional system was divided in two

subsystems: the western sector, where alluvial fans, clastic-influenced water-bodies, and fresh water-bodies were especially abundant; and the eastern sector, with less clastic influence, and where tide-influenced environments were associated with evaporitic areas, probably due to a weaker freshwater input than in the western sector and/or to a location closer to the marine realm.

A bibliographical review of ancient transitional continental-to-marine deposits shows that the Leza Fm does not match with any of the conventional sedimentological models for coastal depositional systems (e.g. deltas, estuaries, tidal flats, lagoons, sabkhas). Bibliographical analysis of modern coastal settings suggests that the best analogues for the depositional system of the Leza Fm are coastal wetlands, characterized by their environmental and ecological variability both in space and time. However, “coastal wetlands” is not a term commonly used for the classification of ancient depositional systems. Therefore, a general model for the sedimentology of coastal wetlands is proposed using the main features of the Leza Fm deposits, as well as features of similar modern and ancient systems. This model may be useful for other complex coastal units not totally fitting within the boundaries of the coastal depositional systems typically used in sedimentology.

- *Microbialites*. All the carbonate facies associations of the Leza Fm include examples of structures of microbial origin. Seven different types of microbialites are described, and each one of them occurs associated with a particular facies, indicating a strong environmental control on the development of microbial communities. *Oncoids* are very abundant, occurring as oncoid-rich channel deposits, or within fresh and brackish water body deposits. They mainly show filamentous microstructures. *Dendrolites* occur within fresh and brackish water body deposits and show filamentous microstructures and dendritic mesostructures. *Thrombolites* only occur in the western sector of the unit, in marine-influenced dasyclad-rich water bodies. Their microstructures show relicts of clotted-peloidal micrite and locally of microbial filaments. *Skeletal stromatolites* are well-laminated, domical or micro-columnar and their microstructures are dominated by strongly calcified microbial filaments. They only occur in the western sector, in water bodies with strong clastic input. *Agglutinated stromatolites* are well-laminated, domical or planar and they show both grainy and micritic microstructures. They only occur in the tide-influenced environments of the eastern sector. *Micritic-evaporitic stromatolites* have only been observed in two localities of the eastern sector of the Leza Fm, associated with evaporite-rich deposits. They show micritic microstructures and include common pseudomorphs after sulphates. *Fenestral laminites* are common in the western sector of the Leza Fm, associated with deposits of marine-influenced water bodies with miliolids and ostracods. They are formed by laminae with common grains, separated by horizontally elongated fenestrae. The diversity of the Leza Fm microbialites is unusual in ancient sedimentary units. During this research, the combination of detailed sedimentological analysis with the detailed study of microbialite meso- and microstructures allowed to interpret that this microbialite diversity was probably linked to the paleoenvironmental complexity of the coastal wetland system of the Leza Fm. This multifaceted system provided a significant variety of sedimentary settings with different environmental features, which promoted the development of different microbialite types.

- *Stromatolites*. The two main types of stromatolites observed in the Leza Fm are skeletal stromatolites and agglutinated stromatolites. They have been studied in detail because both occur in ooid-rich facies but they show strongly contrasting features. Agglutinated stromatolites occur in the eastern sector of the unit, they were deposited in tide-influenced oolitic environments, and their microstructures indicate that they commonly accreted by trapping and binding particles from the environment. Skeletal stromatolites occur in the western sector of the unit, they were deposited at the margins of fresh water bodies with clastic input, where ooids were formed. However, microstructures of skeletal stromatolites show that they mainly accreted by the calcification of microbial filaments, with insignificant trapping and binding of the particles available in the environment. These differences suggest a strong environmental control on the development

of stromatolite microstructures and, specifically, on the popular process of trapping and binding of grains. An exhaustive bibliographical review of modern and ancient examples of agglutinated oolitic stromatolites revealed that they are relatively rare and almost restricted to tidal environments. Analysis of the Leza Fm stromatolites and examples from the literature suggests that the main conditions that favour trapping and binding by stromatolites are a) continuous and cyclic sediment mobilization, providing availability of particles to be trapped; b) water-chemistry conditions (mainly relatively low CaCO_3 saturation state) necessary for development of soft surface mats with partially uncalcified mucous EPS; and c) factors limiting metazoan abundance, such as continuous substrate mobilization or anomalous and/or rapidly changing salinity. Any oolitic environment providing these conditions would be suitable for the development of stromatolites mainly formed by trapping and binding of ooids, but the fact that these conditions are easily achieved in tidal settings might explain why agglutinated oolitic stromatolites are almost restricted to tidal environments both at the present-day and in the geological record.

Further research on the agglutinated stromatolites of the Leza Fm showed that they partially resemble the popular modern stromatolites of Bahamas and Shark Bay (Australia), which form by trapping and binding of ooids. However, unlike these modern examples, the Leza Fm agglutinated stromatolites include not only grainy laminae, but also micritic laminae. This implies that the Leza Fm examples accreted by grain trapping but also by microbially-induced carbonate precipitation, trapping few or no grains. The model most commonly used to explain the origin of stromatolite lamination is based on the presence of micron-scale micritic alteration crusts formed during hiatuses in the trapping and binding accretion of modern agglutinated examples. However, the petrographic and quantitative analysis of lamination conducted in the Leza Fm agglutinated stromatolites implies that this model may not be applicable to most stromatolites, in which conspicuous macroscopic lamination is caused by the alternation of millimeter-scale laminae of contrasting microstructures formed by different accretion processes, rather than by the presence of micron-scale micritic crusts separating laminae of homogeneous microstructure formed by the same accretion process.

PALEOGEOGRAPHIC AND TECTONIC IMPLICATIONS

Given all these new data, it can be concluded that the Leza Fm deposits represent the stratigraphic record of a complex coastal wetland system, late Barremian-early Aptian in age, which was controlled both by tectonics and eustasy, and where microbial communities strongly influenced sedimentation. During late Barremian-early Aptian times, extensional tectonics of the Cameros Basin were caused by the incipient rifting of the Bay of Biscay. The structure of the northern margin of the Cameros Basin during this period seems to have been broadly controlled by SW-NE and NW-SE late-variscan basement faults, hundreds of kilometers long. Furthermore, extensional tectonics in this area may have caused local mobility of Late Triassic Keuper evaporites, which could have partially controlled sedimentation. The result of these extensional tectonics was both normal and strike-slip faulting of the marine Jurassic substrate of the basin, developing small fault-bounded depressions where the Jubera Fm and the Leza Fm were deposited. Therefore, tectonic activity generated most of the accommodation space within these depressions, but they also provided suitable corridors for the incursion of marine waters during the early Aptian transgression, allowing eustasy to create additional accommodation space during deposition of the Leza Fm.

Previous paleogeographic reconstructions of the Iberian Plate during this period emphasized the connection of the Cameros Basin with the Tethys realm towards the SE. However, a new extensive compilation of paleogeographic data shows that, during late Barremian times, coastal carbonate facies very similar to those of the Leza Fm were developed not only in the Iberian Basin (to the SE), but also in the Catalan and Pyrenean basins (to the NE) and in the Basque-Cantabrian Basin (to the NW). This suggests that the global early Aptian transgression produced a landwards migration of facies allowing the development of coastal carbonate systems in the Cameros Basin, whereas the other extensional basins of

the Iberian Plate were dominated by deeper marine conditions. Therefore, during the early Aptian, the northern Cameros Basin may have acted as a shallow and narrow seaway connecting the Boreal and the Tethyan realms, as it did during other high-sea-level periods of the Mesozoic.

This early Aptian transgression is commonly linked to the oceanic anoxic event OAE1a, recorded in the marine peripheral basins of the Iberian Plate. In addition, the early Aptian transgression and the OAE1a event have also been reported as possible causes of a widespread unusual development of microbialites observed in shallow marine facies from settings as diverse as Oman and the Pacific Ocean. Therefore, the paleogeographic setting interpreted here for the Leza Fm may be appropriate to explain not only the general tectonosedimentary features of the unit, but also much smaller-scale features such as the abundance of microbialites observed in it and the diversity of their microstructures.

Capítulo 1



Capítulo 1. INTRODUCCIÓN GENERAL

ÍNDICE

1.1 - PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS

1.2 - ORGANIZACIÓN DE ESTA MEMORIA: Compendio de publicaciones

1.3 - MARCO GEOGRÁFICO

1.4 - CONTEXTO GEOLÓGICO

1.4.1 - La Cuenca Ibérica

1.4.2 - La Cuenca de Cameros

1.4.2.1 - Origen tectónico de la Cuenca de Cameros

1.4.2.2 - Relleno sedimentario de la Cuenca de Cameros

1.4.2.3 - Evolución posterior de la Cuenca de Cameros

1.5 - ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS REGIONALES

1.5.1 - Siglo XIX

1.5.2 - Primera mitad del siglo XX (1900 - 1960)

1.5.3 - Tesis doctorales del grupo de la Universidad de Bonn

1.5.4 - Periodo de 1960 a 1980

1.5.5 - Década de 1980

1.5.6 - Desde 1990 a la actualidad

1.5.6.1 - Grupo de investigación de la Universidad Complutense de Madrid

1.6 - METODOLOGÍA

1.6.1 - Recopilación bibliográfica

1.6.2 - Terminología

1.6.3 - Trabajo de campo

1.6.3.1 - Cartografía geológica

1.6.3.2 - Realización de columnas estratigráficas

1.6.3.3 - Muestreo

1.6.3.4 - Medidas de paleocorrientes

1.6.4 - Trabajo de gabinete

1.6.4.1 - Cartografía geológica

1.6.4.2 - Recopilación cartográfica

1.6.4.3 - Tratamiento gráfico de los datos

1.6.4.4 - Análisis estadísticos

1.6.5 - Trabajo de laboratorio

1.6.5.1 - Obtención de láminas delgadas y secciones pulidas

1.6.5.2 - Estudio petrográfico

1.6.5.3 - Catodoluminiscencia

1.6.5.4 - Microscopía electrónica de barrido

1 - INTRODUCCIÓN GENERAL

Esta tesis doctoral ha sido realizada en el Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid (UCM) y en el Instituto de Geociencias (centro mixto CSIC-UCM), bajo la dirección del Dr. Ramón Mas Mayoral y de la Dra. M^a Isabel Benito Moreno. Para el desarrollo de esta tesis doctoral se ha contado con los medios del departamento y del instituto, con una beca predoctoral del programa de Formación de Profesorado Universitario (FPU) del Ministerio de Educación, y con la financiación de los proyectos de investigación del Ministerio de Ciencia e Innovación CGL2011-22709 y CGL2008-01648, y del Grupo de Investigación Consolidado de la Universidad Complutense UCM-CM 910429. A lo largo de esta tesis doctoral se han realizado dos estancias breves en centros del extranjero financiadas por la beca FPU: la primera, de cuatro meses, en el Departamento de Ciencias de la Tierra y Planetarias de la Universidad de Tennessee (Knoxville, EEUU), bajo la supervisión del Dr. Robert Riding; la segunda, también de cuatro meses, en el Centro Europeo de Investigación y Enseñanza de Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente (CEREGE, CNRS-Universidad Aix-Marseille) de Aix-en-Provence (Francia), bajo la supervisión del Dr. Gilbert Camoin.

1.1 - PLANTEAMIENTO Y OBJETIVOS

La investigación realizada en esta tesis doctoral supone el primer estudio detallado y exhaustivo de la Formación Leza (Fm Leza), una unidad fundamentalmente carbonática pero con un contenido variable, y localmente muy abundante, de depósitos clásticos y de depósitos originalmente evaporíticos, presentes hoy en día como pseudomorfos de los minerales originales. Esta unidad aflora a lo largo del borde septentrional de la Cuenca de Cameros, en la provincia de La Rioja (España). Como se puede observar en un repaso a la bibliografía sobre la Fm Leza (apartado 2.2 de esta memoria), ningún trabajo previo a esta tesis doctoral ha aportado una visión de conjunto de toda la unidad, aunque muchos trabajos de carácter más regional han realizado interpretaciones parciales a partir de algunos aspectos de sus depósitos. Estas interpretaciones se han referido, fundamentalmente, a la estratigrafía y la edad de la unidad, al control tectónico durante su sedimentación y a los medios sedimentarios donde se depositó. El hecho de que muchas de estas interpretaciones parciales previas hayan diferido entre sí hace que el estudio de la Fm Leza presente numerosos retos (estratigráficos, sedimentológicos y tectónicos), que han sido utilizados para plantear los objetivos iniciales de esta tesis doctoral. Además, durante la realización de ésta, el descubrimiento de abundantes y muy diversas microbialitas ha añadido retos adicionales a los ya planteados en trabajos previos.

De esta forma, el objetivo principal de esta tesis doctoral es proponer una reconstrucción paleoambiental y paleogeográfica general de todo el registro de la Fm Leza, realizada a partir de interpretaciones estratigráficas, sedimentológicas, paleontológicas, tectónicas, y relativas a las microbialitas. Una reconstrucción que, a su vez, se integre dentro de contextos mayores, tanto a escala de la Cuenca de Cameros como de la Placa Ibérica. Los objetivos parciales que se han planteado a lo largo del desarrollo de la tesis para la consecución de este objetivo principal son:

- Cartografía geológica detallada de todo el sector del borde norte de la Cuenca de Cameros en el que aflora la Fm Leza, principalmente enfocada, por un lado, a la identificación de las estructuras tectónicas asociadas a la Fm Leza y, por otro lado, a la descripción de las relaciones estratigráficas de esta unidad con las unidades adyacentes.

- Caracterización del contexto tectónico de la Fm Leza, intentando diferenciar las estructuras formadas durante las fases compresivas (inversión alpina de la Cuenca de Cameros), de las estructuras extensivas sinsedimentarias con la Fm Leza. Valoración de los diferentes procesos asociados a la tectónica extensional y/o salina que pudieron controlar la sedimentación de esta unidad.

- Correlación de la Fm Leza con otras unidades de la Cuenca de Cameros y realización de una propuesta litoestratigráfica y cronoestratigráfica para esta unidad, intentando resolver las controversias previas sobre su estratigrafía y edad.

- Realización de columnas estratigráficas detalladas de la Fm Leza que abarquen todos sus afloramientos principales, mediante las que se puedan poner de manifiesto las diferencias y semejanzas entre distintas áreas de la unidad, así como las tendencias estratigráficas generales, tanto temporales como espaciales, que puedan observarse en ella.

- Muestreo exhaustivo y sistemático a lo largo de las columnas estratigráficas medidas, así como en otros afloramientos relevantes de la Fm Leza, con el fin de obtener un registro de datos sedimentológicos y paleontológicos representativo de toda la unidad, mejorando así la información existente a partir de la cual realizar interpretaciones (pues en trabajos previos a esta tesis doctoral la información era demasiado local o parcial).

- Estudio petrográfico de todas las muestras obtenidas. Dado que en algunas investigaciones previas que han tratado parcialmente los depósitos de la Fm Leza se ha mencionado la existencia de microfósiles de origen tanto continental como marino, en el estudio petrográfico se hará especial hincapié en el reconocimiento de los componentes bióticos de las muestras.

- Estudio paleontológico, realizado en colaboración con especialistas, de los diferentes grupos de fósiles que ofrezcan información paleoecológica relevante para la interpretación paleoambiental de la Fm Leza.

- Análisis de facies detallado de la Fm Leza, tanto de sus depósitos carbonáticos predominantes, como de los clásticos y de los originalmente evaporíticos (presentes hoy en día como pseudomorfos de los minerales originales), con la finalidad de interpretar los diferentes medios sedimentarios en los que se formaron.

- Estudio sedimentológico comparativo de los medios sedimentarios interpretados para la Fm Leza, los interpretados para otras unidades del registro geológico y los observados en sistemas actuales, con el objetivo de caracterizar con precisión el sistema deposicional general de la Fm Leza, de forma que esta caracterización sea aplicable al estudio de otros ejemplos con características similares.

- Descripción macro, meso y microscópica de las diferentes variedades de microbialitas observadas en la Fm Leza, relacionada con la descripción de las facies en las que aparecen, para establecer los principales factores ambientales que pudieron controlar la gran abundancia y diversidad del desarrollo de estructuras microbianas en el sistema deposicional de esta unidad.

- Dentro de la diversidad de microbialitas de la Fm Leza destacan diferentes tipos de estromatolitos, por lo que se plantea también un estudio detallado de éstos, centrado en el análisis petrográfico. El objetivo de este estudio es caracterizar las diferentes microestructuras observadas en cada tipo de estromatolito, para interpretar los distintos procesos de acreción que dieron lugar a estas microestructuras y los factores ambientales que pudieron controlar dichos procesos.

- Integración de todos los nuevos datos sobre la Fm Leza en su contexto regional, correlacionando esta unidad con sus coetáneas en otras cuencas de la Placa Ibérica, reconstruyendo así la paleogeografía de la placa para el momento en el que se depositó la Fm Leza.

1.2 - ORGANIZACIÓN DE ESTA MEMORIA: Compendio de publicaciones

La presente memoria contiene los resultados y conclusiones de esta tesis doctoral en formato de compendio de publicaciones, por lo que está regida por la normativa para este tipo de tesis de la Facultad de Ciencias Geológicas de la UCM (aprobada por la Junta de Facultad el 27 de marzo de 2014). Según esta

normativa, que se ajusta al R.D. 99/2011 del 28 de enero (BOE 10/02/2011), las memorias presentadas como compendio de publicaciones, deben incluir, al menos, tres publicaciones en revistas indexadas o dos revistas indexadas más un capítulo de libro internacional de calidad contrastada. El autor de la memoria de tesis debe aparecer en dichas publicaciones como primer firmante al menos en dos de ellas. Estas publicaciones deben ser parte esencial del cuerpo de la memoria, incluyendo además, cada una de ellas, una introducción y unas conclusiones parciales. Además, las memorias deben incluir una introducción general en la que se comenten las publicaciones aportadas y se justifique su temática.

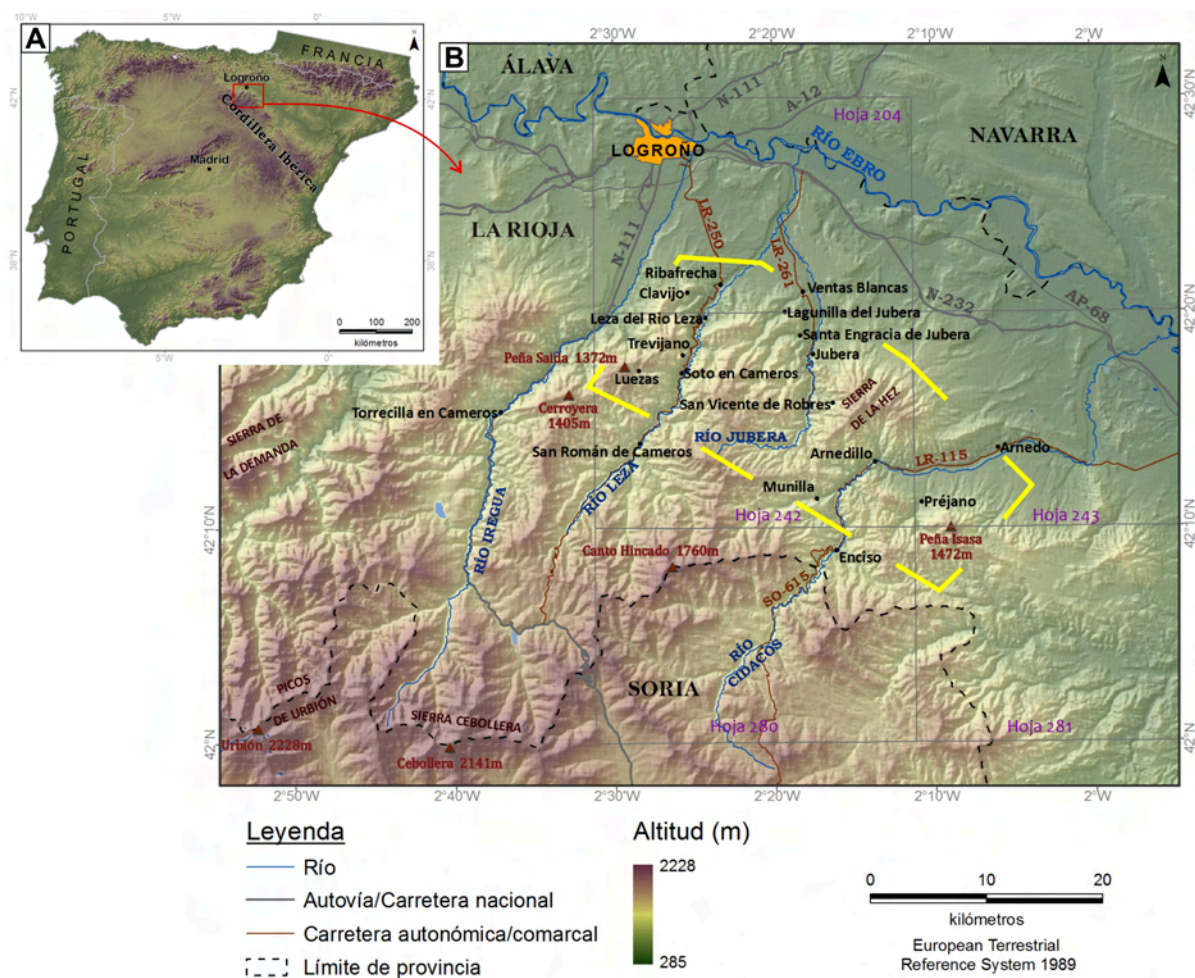
En la memoria de esta tesis doctoral se incluyen cuatro artículos científicos, tres de los cuales han sido publicados en revistas incluidas en el Science Citation Index (SCI), y uno que se encuentra en prensa y que será incluido en un volumen especial publicado por la International Association of Sedimentologists (IAS). Estos artículos, en los que el autor de esta memoria es primer firmante, son: 1) Suarez-Gonzalez et al. (2013), publicado en la revista *Journal of Iberian Geology*, en el que se discuten los controles tectónicos y eustáticos en la sedimentación de la Fm Leza y se interpreta el marco paleogeográfico de esta unidad; 2) Suarez-Gonzalez et al. (2014), publicado en la revista *Sedimentary Geology*, en el que se estudian los procesos de acreción y la laminación de los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza; 3) Suarez-Gonzalez et al. (2015), publicado en la revista *Journal of Sedimentary Research*, que incluye el estudio sedimentológico de la Fm Leza; y 4) Suarez-Gonzalez et al. (en prensa), que aparecerá en la *IAS Special Publication*, vol. 47, en el que se presenta una comparación entre los dos tipos principales de estromatolitos de la Fm Leza y entre sus medios sedimentarios originales, interpretando los factores ambientales que controlaron el desarrollo de ambos.

Cada uno de estos artículos se incluye en un capítulo diferente de esta memoria. Estos capítulos incluyen, antes del artículo, texto y figuras adicionales, en castellano, que introducen la temática del artículo, planteando el estado de la cuestión, destacando las principales aportaciones del artículo y presentando datos inéditos no incluidos en él. Estos textos adicionales incluyen también las conclusiones parciales de cada capítulo. La disposición de las publicaciones en esta memoria no sigue el orden cronológico de su publicación, sino un orden diferente en función de su temática. Además, este capítulo inicial de introducción general, presenta el contexto y la metodología de la tesis doctoral y de los artículos.

Por lo tanto, esta memoria de tesis doctoral está organizada en siete capítulos: 1) una introducción general al contexto y a la metodología de la investigación; 2) presentación de las principales problemáticas referentes a la Fm Leza, así como de los nuevos datos cartográficos y estratigráficos aportados por esta investigación; 3) la sedimentología de la Fm Leza, que incluye el artículo Suarez-Gonzalez et al. (2015) y que incluye, además, estudios inéditos sobre la paleoecología de la unidad y sobre la comparación de ésta con análogos actuales; 4) descripción de las microbialitas encontradas en la Fm Leza durante esta investigación, puestas en relación con su contexto sedimentológico; 5) estudio de los dos tipos fundamentales de estromatolitos de la Fm Leza y de los medios sedimentarios en los que se desarrollaron, que incluye el artículo Suarez-Gonzalez et al. (en prensa) y que amplía la información respecto al contexto y a la relevancia del artículo; 6) estudio petrográfico de los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza y de su laminación, en el que se incluye el artículo Suarez-Gonzalez et al. (2014) y en el que se aporta información adicional que profundiza en el origen general de la laminación en estromatolitos; y 7) análisis tectonosedimentario y paleogeográfico de la Fm Leza, que incluye el artículo Suarez-Gonzalez et al. (2013), y que incluye además datos inéditos sobre el control tectónico en la sedimentación de la unidad. Por último, esta memoria incluye las conclusiones generales de toda la investigación presentada en ella.

1.3 - MARCO GEOGRÁFICO

El área de estudio de esta tesis doctoral se encuentra en la mitad septentrional de la Península Ibérica, dentro de la provincia de La Rioja (Fig. 1.1). En concreto, forma parte de la Tierra de Cameros (IGN, 1995), una región de altitud moderada (entre 500 y 1500 m) que separa las tierras más bajas del valle del



Ebro, al norte y noreste (>300 m de altitud), de las sierras del sur y suroeste, que llegan a superar los 2200 m de altitud, como la Sierra de la Demanda, los Picos de Urbión o la Sierra Cebollera, que conforman el extremo noroccidental de la Cordillera Ibérica o Sistema Ibérico (Fig.1.1). En concreto, el área de estudio se puede enmarcar, dentro del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, en la hoja 242 (Munilla), aunque también pertenece parcialmente a las hojas 204 (Logroño), 243 (Calahorra), 280 (Enciso) y 281 (Cervera del Río Alhama).

Esta región está atravesada por tres ríos principales: el río Leza, el río Jubera y el río Cidacos (Fig. 1.1B). Los tres pertenecen a la cuenca de drenaje del Ebro, siendo los ríos Leza y Cidacos afluentes directos del río Ebro, mientras que el río Jubera desemboca en el río Leza. El límite noroccidental de la región estudiada coincide aproximadamente con la divisoria entre el valle del río Leza y el valle del río Iregua, situado más al noroeste (Fig. 1.1B). Para esta memoria, el área de estudio será dividida geográfica y geológicamente en dos sectores, separados entre sí por la Sierra de la Hez (Fig. 1.1B): el sector oeste abarca los valles de los ríos Leza y Jubera, y el sector este abarca el valle del río Cidacos.

El clima de la región presenta unas características peculiares con rasgos intermedios entre climas oceánicos, mediterráneos, continentales y de montaña (Cuadrat, 1994). Las precipitaciones totales anuales oscilan entre 400 mm y 700 mm, siendo mayores en el sector oeste. Las temperaturas medias anuales son de entre 10°C y 12°C (medias de 3°-5° en invierno y de 18°-21° en verano; Cuadrat, 1994). Estas características climáticas condicionan la vegetación de la zona, que es fundamentalmente arbustiva (<20% de superficie cubierta de arbolado; Fernández Aldana, 1994). Las áreas boscosas son más abundantes en

el sector oeste, predominando los robledos y, en menor medida, los encinares y los hayedos (Fernández Aldana, 1994). En cuanto a los matorrales, en el sector oeste destacan las jaras, retamas y brezos en los sustratos siliciclásticos y las aulagas y boj es en los sustratos carbonáticos, mientras que en el sector este, más seco, predominan la salvia, el lino, la lavanda, el romero, el tomillo y la aulaga (Fernández Aldana, 1994).

La región estudiada presenta una muy baja densidad de población. Muchas de las localidades pequeñas están prácticamente abandonadas y la mayoría no superan los 100 habitantes. Destacan Arnedillo (482 habitantes¹), Lagunilla del Jubera (309), Préjano (259), Ventas Blancas (164), Sta. Engracia del Jubera (159), Soto en Cameros (118) y Munilla (108). En el borde noreste de la zona de estudio y ya en las tierras bajas del valle del Ebro, se encuentran poblaciones mayores como Ribafrecha (1013 habitantes) en el sector oeste, o Arnedo (14.551 habitantes) en el sector este. Dada esta baja densidad de población, las principales vías de comunicación son carreteras autonómicas secundarias, que recorren los valles: la LR-250 el valle del río Leza, la LR-261 el valle del río Jubera, y la LR-115 el valle del río Cidacos. Las carreteras del valle del Leza y del Cidacos conectan la provincia de Soria, al sur (uniéndose ambas a la carretera nacional Soria-Logroño, N-111), con las carreteras que recorren el valle del Ebro, al norte (N-120, N-232, AP-68). La conexión entre los tres valles del área de estudio es difícil, pues las únicas vías de comunicación que unen las carreteras de los valles entre sí son caminos y pistas no asfaltadas (bien pistas realizadas para la instalación y mantenimiento de aerogeneradores, o bien pistas forestales), que no siempre son continuas o transitables.

1.4 - CONTEXTO GEOLÓGICO

El área de estudio se encuentra en la Sierra de Cameros, una de las sierras que conforman la Cordillera Ibérica o Sistema Ibérico (Fig. 1.1). La Cordillera ibérica es una cadena montañosa que se extiende desde el este de la provincia de Burgos en dirección NO-SE hasta las provincias de Castellón y Valencia (Figs. 1.1 y 1.2). Se configuró como cadena montañosa en el Cenozoico, durante las fases compresivas de la Orogenia Alpina, como producto de la inversión tectónica de una serie de cuencas sedimentarias mesozoicas conocidas en conjunto como la Cuenca Ibérica (Álvaro et al., 1979; Capote, 1983a; Guimerà, 1984; Guimerà y Álvaro, 1990; Salas et al., 2001).

1.4.1 - La Cuenca Ibérica

El origen de la Cuenca Ibérica está ligado al final de la Orogenia Varisca, durante el Carbonífero terminal y el Pérmico Inferior, cuando una serie de grandes fallas de desgarre con direcciones principales SO-NE y NO-SE afectaron a la corteza de la placa Ibérica, dentro de una amplia zona de cizalla tardivarisca que cruzó gran parte del orógeno varisco (Arthaud y Matte, 1975; 1977; Vegas, 1975; Capote, 1983b; Doblas, 1991; Doblas et al., 1994). Esta fracturación controló la evolución tectónica y sedimentaria del ciclo alpino posterior, tanto en sus fases con régimen extensional (Pérmico y Mesozoico), como en sus fases compresivas cenozoicas (Vegas, 1975; Álvaro et al., 1979; Vegas y Banda, 1982; Salas et al., 2001).

La extensión post-varisca que dio lugar a la Cuenca Ibérica comenzó en el Pérmico Superior y duró hasta el Cretácico Superior, y su evolución ha sido dividida en diferentes episodios extensionales (Álvaro et al., 1979; Vegas y Banda, 1982; Álvaro, 1987; Salas y Casas, 1993; Ramos et al., 1996; Van Wees et al., 1998; Salas et al., 2001; De Vicente et al., 2009). Esta evolución puede resumirse en cuatro etapas principales, que corresponden a los cuatro grandes ciclos sedimentarios observados en los depósitos de la Cuenca Ibérica (Fig. 1.3).

- La primera etapa abarca el Pérmico superior y el Triásico (Fig. 1.3). Se trata de una importante etapa extensional, caracterizada por altas tasas de subsidencia a favor de fallas tardivariscas reactivadas

1.- Los datos de población están tomados del Instituto Nacional de Estadística y corresponden al año 2014.

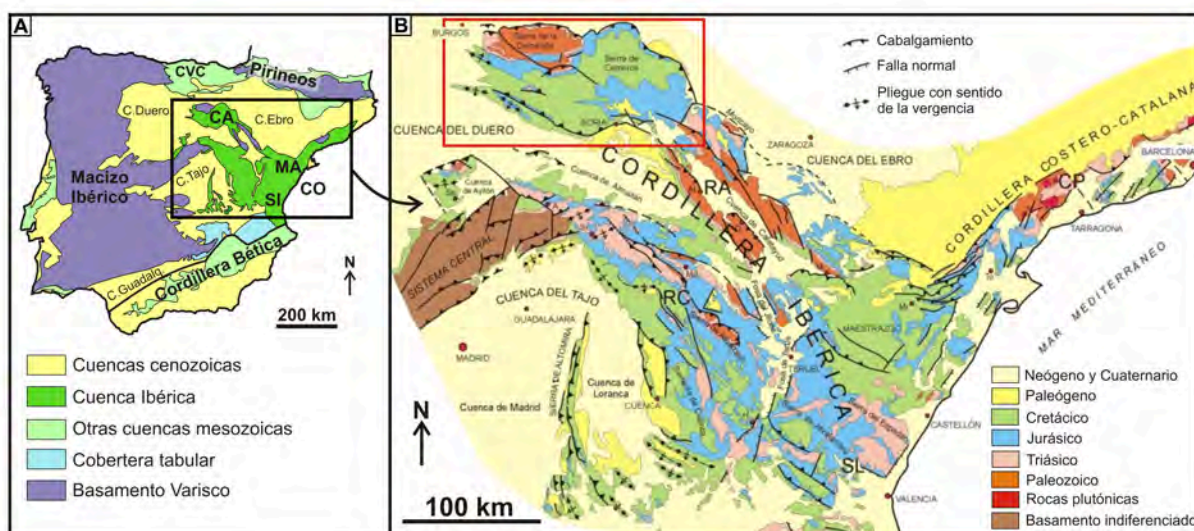


Figura 1.2: Contexto geológico de la Cuenca de Cameros. **A:** Mapa geológico esquemático de la Península Ibérica y sus grandes unidades tectónicas. CVC: Cuenca Vasco-Cantábrica. En la Cuenca Ibérica se resaltan las cuatro subcuencas más subsidentes durante la etapa extensional del Jurásico terminal-Cretácico Inferior. CA: Cuenca de Cameros. MA: Cuenca del Maestrazgo. SI: Cuenca Suribérica. CO: Cuenca de Columbretes. Modificado de Quijada (2014). **B:** Mapa geológico simplificado de la Cordillera Ibérica y de la Cordillera Costero-Catalana. El recuadro rojo muestra la localización de la Cuenca de Cameros (ver Fig. 1.4). RA: Rama Aragonesa. RC: Rama Castellana. SL: Sector Levantino. CP: Cordillera Prelitoral. A: Atienza. At: Ateca. D: Daroca. H: Henarejos. M: Montalbán. Mo: Molina de Aragón. Mr: Morella. Se: Sepúlveda. Si: Sigüenza. To: Tortosa. Modificado de Sopena et al. (2004).

como fallas normales que configuraron semigrábenes asimétricos (Álvaro et al., 1979; Doblas et al., 1994; Roca et al., 1994; Arche y López-Gómez, 1996). La sucesión sedimentaria depositada durante esta etapa contiene, de base a techo, depósitos siliciclásticos continentales y costeros (facies *Buntsandstein*), depósitos carbonáticos de plataforma somera (facies *Muschelkalk*) y depósitos costeros lutítico-evaporíticos (facies *Keuper*) (p.ej. López-Gómez et al., 2002; Sánchez-Moya et al., 2004, y referencias en ambos).

- La segunda etapa de la evolución de la Cuenca Ibérica abarca casi todo el Jurásico (Fig. 1.3) y está caracterizada por una subsidencia térmica generalizada con tasas de subsidencia menores a las de la etapa anterior (Álvaro et al., 1979; Álvaro, 1987; Salas y Roca, 1993; Salas et al., 2001). Durante esta época, se establecieron en la Cuenca Ibérica amplias plataformas carbonáticas de ámbito tetisiano, conectadas al noroeste (en el área de Cameros) con las plataformas de la Cuenca Vasco-Cantábrica, de ámbito boreal (p.ej. Bulard, 1972; Alonso y Mas, 1990; Wilde, 1990). La sedimentación en estas plataformas carbonáticas estuvo controlada en general por las variaciones eustáticas, y localmente por fallas normales que produjeron considerables variaciones en los espesores de las unidades (p.ej. Alonso y Mas, 1990; Wilde, 1990; Benito y Mas, 2006; García-Frank et al., 2008, y referencias en ellos).

- La tercera etapa evolutiva de la Cuenca Ibérica tiene una edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Fig. 1.3), y supuso una vuelta a condiciones de alta tasa de subsidencia, aunque no generalizada a lo largo de toda la cuenca, sino distribuida localmente en cuatro subcuencas menores (Salas et al., 2001): Cuenca de Cameros en el extremo noroccidental, cuencas del Maestrazgo y Columbretes en la zona oriental, y Cuenca Suribérica en el extremo suroccidental (Fig. 1.2). El desarrollo de esta etapa estuvo ligado a la propagación del *rifting* del Atlántico Central hacia el norte, que implicó la apertura del Golfo de Vizcaya y la consiguiente rotación de la placa Ibérica respecto a la placa Europea (Álvaro, 1979; Salas y Casas, 1993; Salas et al., 2001). El comienzo de la extensión en esta nueva etapa fue diacrónico en las diferentes subcuencas, siendo Oxfordiense en el Maestrazgo, Kimmeridgiense en Cameros y Berriasiense en Columbretes y Suribérica (Mas et al., 1993; Salas et al., 2001). El registro sedimentario de esta etapa extensional incluye materiales continentales, costeros y marinos someros, tanto siliciclásticos como carbonáticos, con diferentes distribuciones espaciales y temporales en cada una de las subcuencas (p.ej. Mas y Salas, 2002; Mas et al., 2004, y referencias en ambos). El desarrollo concreto de esta etapa en la Cuenca de Cameros, en la que se enmarca esta tesis, será detallado en el apartado 1.4.2.2 de este capítulo.

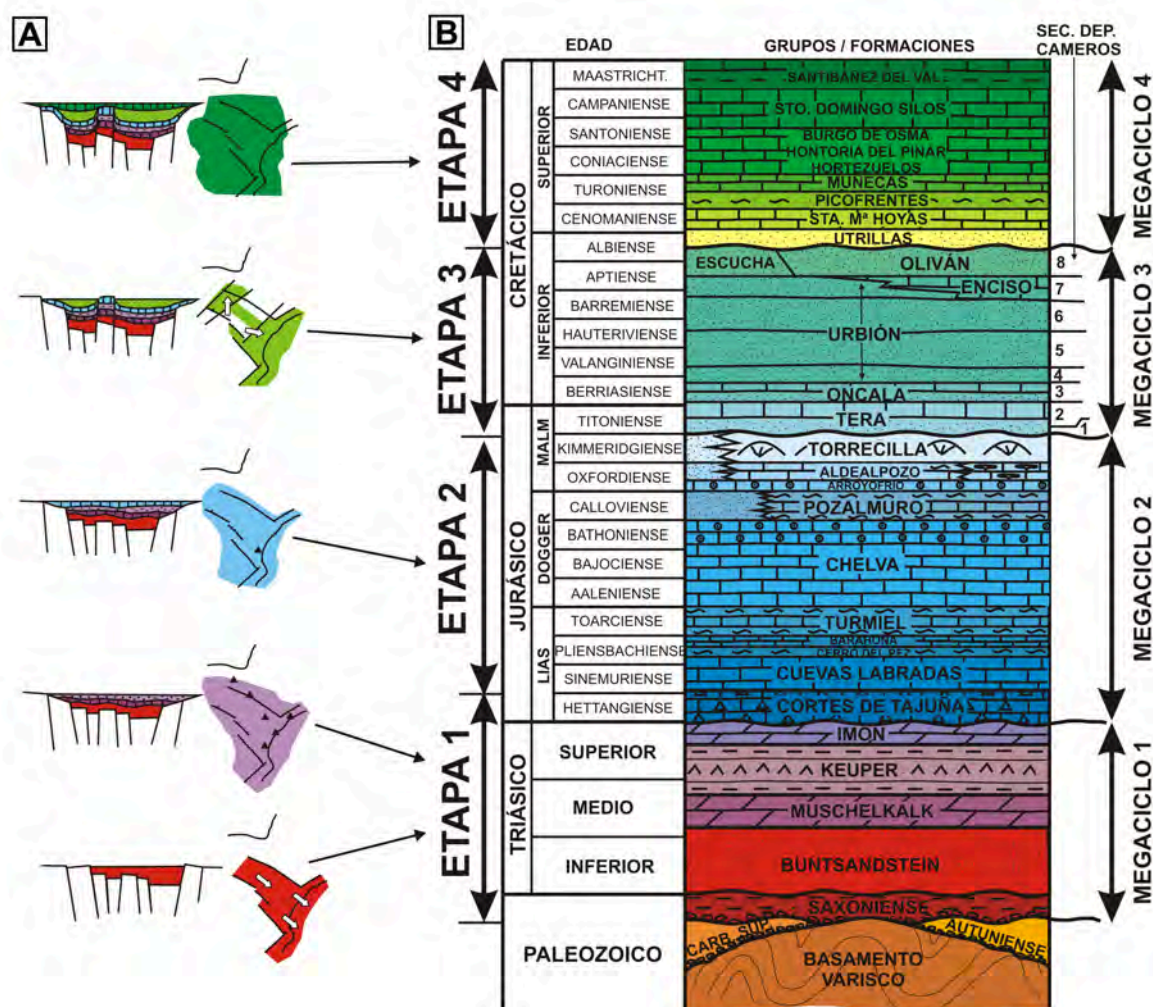


Figura 1.3: Evolución de la Cuenca Ibérica. **A:** Principales etapas de la extensión mesozoica de la Cuenca Ibérica. Modificado de Álvaro et al. (1979). **B:** Esquema litoestratigráfico sintético del registro sedimentario del Paleozoico terminal y Mesozoico en el sector noroccidental de la Cuenca Ibérica, con especial referencia a las unidades y las secuencias deposicionales de la Cuenca de Cameros (Megaciclo 3). Modificado de Mas et al. (2002a).

- La cuarta y última etapa extensional de la Cuenca Ibérica abarca el final del Cretácico Inferior (Albiense) y el Cretácico Superior (Fig. 1.2) y está caracterizada por una subsidencia térmica muy extendida por toda la cuenca, pero con bajas tasas de subsidencia (Álvaro et al., 1979; Álvaro, 1987; Alonso et al., 1993; Salas et al., 2001). La gran extensión de la subsidencia, junto con el eustatismo positivo global del Cretácico Superior, produjeron que durante esta etapa se desarrollaran en la Cuenca Ibérica extensas plataformas carbonáticas que, como ocurrió en el Jurásico, llegaron a conectarse con las plataformas de la Cuenca Vasco-Cantábrica (p.ej. Alonso et al., 1993; Segura et al., 2002; García et al., 2004, y referencias en ellos).

La transformación de la Cuenca Ibérica mesozoica en la actual Cordillera ibérica tuvo lugar durante el Cenozoico (Eoceno-Mioceno), cuando la convergencia entre las placas Africana y Europea (Orogenia Alpina) produjo en la placa Ibérica la inversión de las estructuras extensionales y la reactivación de las fallas de desgarre tardivariscas (Álvaro et al., 1979; Vegas y Banda, 1982; Guimerà, 1984; Casas-Sainz y Simón, 1992; Simón et al., 2002; Guimerà et al., 2004a; 2004b; De Vicente et al., 2004; 2009). La elevación y posterior erosión de los depósitos mesozoicos de la cuenca, causadas por los esfuerzos compresivos, produjeron el desarrollo de las cuencas cenozoicas del Ebro, Duero y Tajo, así como otras cuencas menores como la de Almazán, Calatayud y Loranca (p.ej. Díaz-Molina, 1993; Guimerà et al., 1995; Friend y Dabrio, 1996; Alonso-Zarza et al., 2002; 2004; Alonso-Gavilán et al., 2004; Pardo et al., 2004; Anadón et al., 2004, y referencias en todos ellos).

1.4.2 - La Cuenca de Cameros

La Cuenca de Cameros es una cuenca extensional intraplaca, hoy en día invertida, que pertenece al conjunto de la Cuenca Ibérica, estando situada en el extremo noroccidental de ésta (Fig. 1.2). La Cuenca de Cameros se individualizó y desarrolló durante la etapa extensional de edad Jurásico Superior - Cretácico Inferior (Fig. 1.3). En la región de Cameros, existe registro sedimentario de las dos etapas extensionales anteriores (de edad Triásico y Jurásico), pero no está especialmente desarrollado, por lo que suele considerarse el sustrato mesozoico de la Cuenca de Cameros en sentido estricto (Fig. 1.4; Mas et al., 1993; 2002a; 2011).

La Cuenca de Cameros está dividida en dos sectores cuyos registros sedimentarios presentan diferencias importantes (Figs. 1.4 y 1.5; Mas et al., 1993; 2002a): el sector suroccidental (Cameros Oeste) y el sector oriental (Cameros Este). El área de estudio de esta tesis doctoral se encuentra en el borde norte del sector oriental (Fig. 1.2). Las características principales del sector oriental (Cameros Este):

a) Su gran espesor de sedimentos, alcanzando los 6500 m de espesor vertical en la zona depocentral, lo que convierte a la Cuenca de Cameros en la cuenca más subsidente del conjunto de la Cuenca Ibérica para la etapa extensional Jurásico Superior - Cretácico Inferior (Mas et al., 1993; 2011).

b) La continuidad lateral del sustrato mesozoico, que hace que el relleno Jurásico Superior - Cretácico Inferior de la cuenca se apoye sobre este sustrato (generalmente, sobre los carbonatos marinos de la etapa extensional jurásica, “Jurásico marino”) a lo largo de la mayor parte del borde de cuenca actualmente observable (Fig. 1.4; Mas et al., 1993, 2002a).

c) Los depósitos del relleno Jurásico Superior - Cretácico Inferior de la cuenca son progresivamente más modernos hacia el norte, generando una geometría de *onlap* sobre el sustrato mesozoico y produciendo un desplazamiento hacia el norte de los depocentros de cada unidad (Figs. 1.6 y 1.7). De esta forma, si se suma el espesor depocentral de cada unidad del relleno de la cuenca, el registro estratigráfico alcanza los 9500 m de espesor (Mas et al., 2011; Omodeo-Salé, 2014).

d) El metamorfismo de muy bajo a bajo grado (presión y temperatura máximas de aproximadamente 1 kb y 350°C, p.ej., Casquet et al., 1992; Mantilla-Figueroa, 1999; González-Acebrón et al., 2011) sufrido por las rocas del área depocentral del sector oriental de la cuenca. Este metamorfismo no afectó al sector occidental ni a las otras subcuencas de la etapa extensional Jurásico Superior - Cretácico Inferior de la Cuenca Ibérica (Mas et al., 1993; Salas et al., 2001).

1.4.2.1 - Origen tectónico de la Cuenca de Cameros

Desde un punto de vista tectónico, la interpretación del origen y el desarrollo de la Cuenca de Cameros es controvertida, pues se han propuesto varios modelos para explicar su evolución tectónica. Salomon (1980; 1982a; 1982b; 1983c) divide geográficamente el relleno de la Cuenca de Cameros en una serie de sectores separados por grandes zonas de fractura de direcciones NO-SE y SO-NE. Este autor interpreta, además, la existencia, en profundidad, de sucesivas fallas normales de dirección NO-SE que acomodaron el gran espesor de sedimentos y produjeron el desplazamiento progresivo de los depocentros hacia el norte. El origen de estas fallas sería, para Salomon (1982a), los movimientos de una gran zona de desgarre dextral con dirección SO-NE que separaría la Cuenca Vasco-Cantábrica y la Cuenca de Cameros. Guiraud (1983) y Guiraud y Seguret (1985) interpretan también la existencia de fallas normales que afectarían al basamento pero que mantendrían la continuidad del Jurásico marino al actuar el *Keuper* como nivel de despegue. Según estos autores, estas fallas se deberían al movimiento sinistral de dos estructuras de desgarre mayores con direcciones SO-NE que limitarían el sector oriental de la Cuenca de Cameros, convirtiendo este sector en una cuenca de tipo *pull-apart*. Casas-Sainz y Simón-Gómez (1992), Casas-Sainz y Gil-Imaz (1998) y Casas et al. (2009) interpretan que la Cuenca de Cameros es una cuenca sinclinal

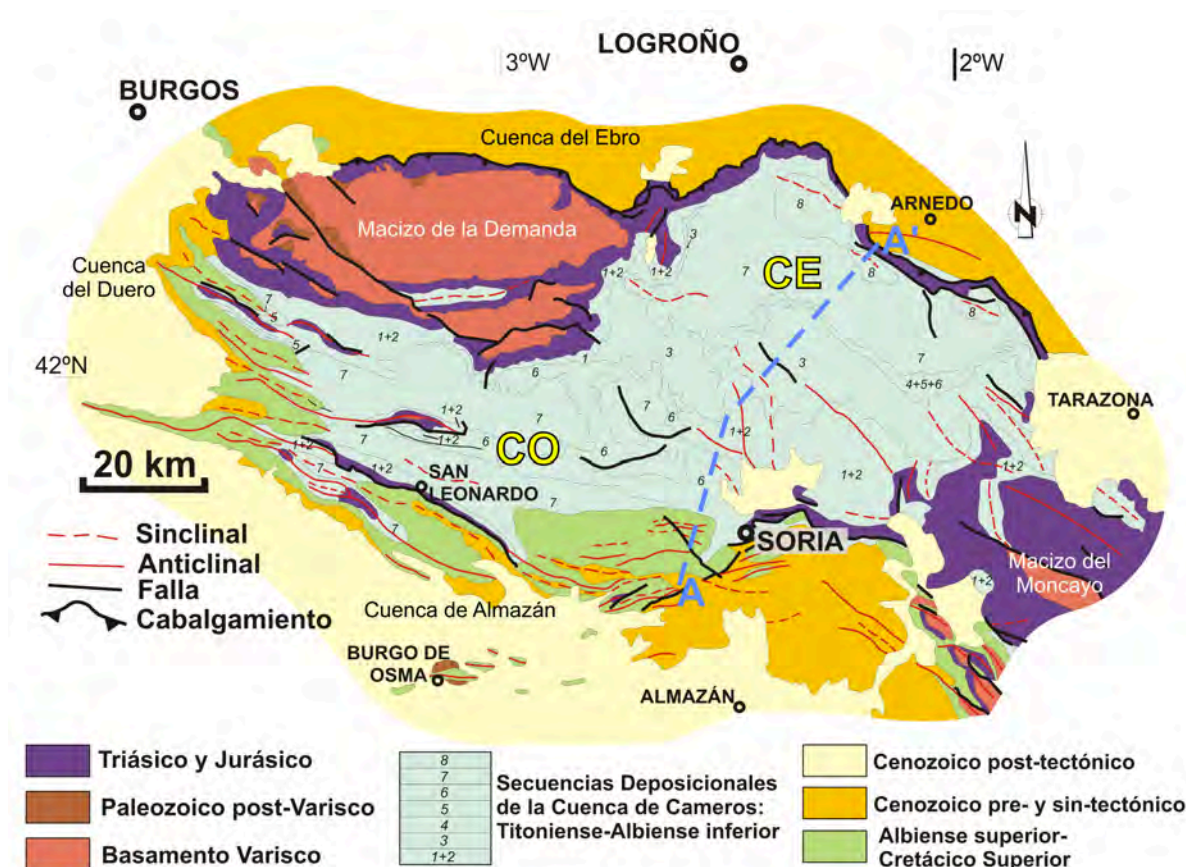


Figura 1.4: Mapa geológico sintético de la Cuenca de Cameros, de su basamento Varisco y de las cuencas cenozoicas que la rodean. Modificado de Mas et al. (2002a). La línea discontinua A-A' marca el trazado del corte geológico de la Fig. 1.7. CO: Cuenca de Cameros Oeste o sector suroccidental de la cuenca. CE: Cuenca de Cameros Este o sector oriental de la cuenca.

que habría sido formada por una gran falla normal lítrica en el borde norte de la cuenca. Esta falla habría afectado al basamento, pero aprovecharía el nivel de despegue del *Keuper*, por lo que el sustrato jurásico de la cuenca permanecería continuo, sólo afectado por fallas menores. Por último, Mas et al. (1993), Guimerà et al. (1995) y Omodeo-Salé et al. (2014) proponen que la Cuenca de Cameros se desarrolló en el bloque de techo de una falla extensional profunda del basamento con morfología de rellano-rampa-rellano. El movimiento del bloque de techo de esta falla hacia el sur produjo que el espacio de acomodación se generara progresivamente cada vez más al norte, explicando el *onlap* de los depósitos sobre el sustrato, que permanece continuo a lo largo de toda la cuenca (Fig. 1.6).

1.4.2.2 - Relleno sedimentario de la Cuenca de Cameros

Los depósitos del registro sedimentario de la Cuenca de Cameros son de edad Titoniense (Jurásico terminal) - Albiense inferior (Cretácico Inferior). Desde el trabajo de Tischer (1966a) en el sector oriental de la cuenca, estos depósitos han sido tradicionalmente divididos en 5 grandes grupos litoestratigráficos: Gr Tera, Gr Oncala, Gr Urbión, Gr Enciso y Gr Oliván. El significado y los límites de estos grupos ha variado con el tiempo, pero la terminología continúa utilizándose hoy en día (Fig. 1.5). Pese a la dificultad para datar los depósitos de la Cuenca de Cameros, por la ausencia de marcadores bioestratigráficos, el estudio detallado de estos depósitos ha permitido la correlación entre las diferentes unidades del relleno de la cuenca, así como la correlación del registro de la Cuenca de Cameros con el de otras áreas de la Cuenca Ibérica (Mas et al., 1993; 2002a; 2004; 2011; Martín-Closas y Alonso, 1998; Salas et al., 2001). Como resultado de todos estos trabajos, el registro sedimentario de la Cuenca de Cameros ha sido dividido en 8 secuencias deposicionales (Fig. 1.5). La Cuenca de Cameros, en general, se formó durante una etapa extensional que presentó altas tasas de subsidencia en varias zonas de la Cuenca Ibérica (ver apartado 1.4.1). Sin embargo, dentro de esta

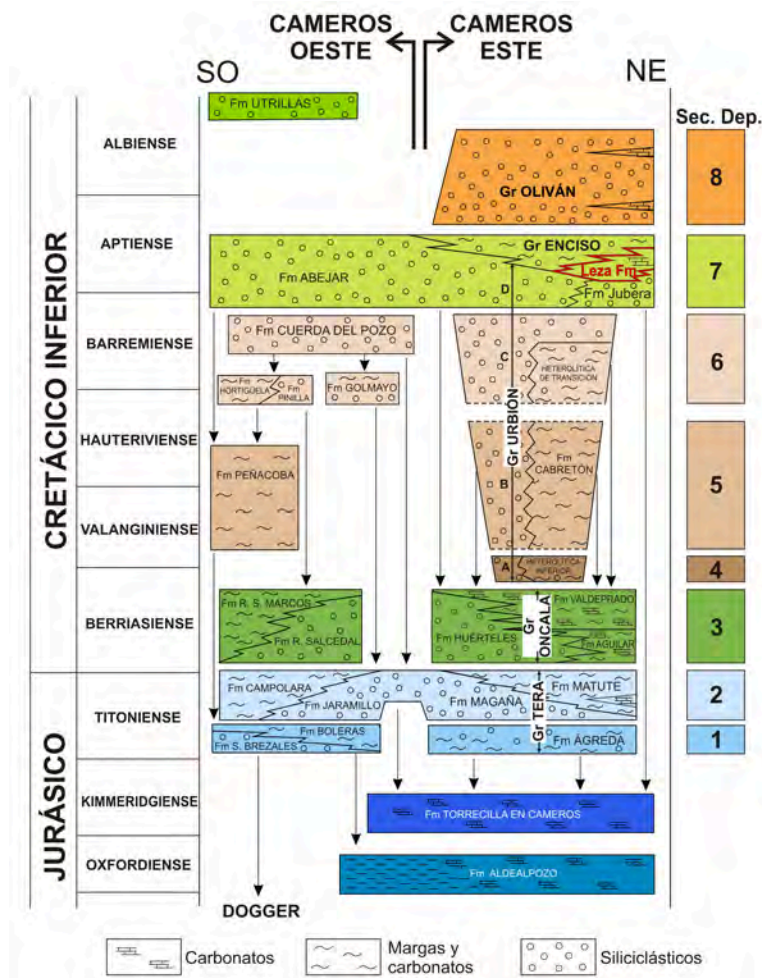


Figura 1.5: Esquema cronoestratigráfico de las secuencias deposicionales del relleno sedimentario de la Cuenca de Cameros, en el que se señalan las diferentes unidades en las que éste ha sido dividido. La Fm Leza, objeto de estudio de esta tesis doctoral está resaltada en rojo. Modificado de Mas et al. (2011).

con un máximo de 250 m (Gómez-Fernández, 1992; González-Acebrón, 2010). Se corresponde con la Fm Ágreda, incluida en el Gr Tera (Figs. 1.5 y 1.6A).

- SD 2 - Titoniense-Berriasiense: con espesores de hasta 1800 m, esta secuencia presenta una distribución más continua lateralmente que la SD 1. Está formada por depósitos siliciclásticos fluviales en la base (Fm Magaña) que pasan hacia techo a depósitos carbonáticos lacustres (Fm Matute), en los que se han descrito evidencias de influencia marina (Gómez-Fernández, 1992; González-Acebrón, 2010). Corresponde a la parte superior del Gr Tera (Figs. 1.5 y 1.6B).

- SD 3 - Berriasiense: es una de las secuencias más potentes, con hasta 2500 m de espesor en la zona depocentral. Está compuesta por depósitos siliciclásticos de llanuras fluvio-mareales (predominantes en la zona occidental y en la base de la secuencia), que presentan gran riqueza de huellas de dinosaurios y que pasan lateralmente a depósitos laminados carbonático-evaporíticos de salinas costeras (predominantes en la zona oriental y hacia techo) (Quijada, 2014). Corresponde al Gr Oncala (Figs. 1.5 y 1.6C), que ha tenido diferentes divisiones estratigráficas (p.ej. Salomon, 1982a; Guiraud, 1983; Gómez-Fernández, 1992), y que recientemente ha sido subdividido por Quijada et al. (2013a) en: Fm Huérteles (depósitos siliciclásticos), Fm Aguilar del Río Alhama (depósitos carbonato-evaporíticos de la mitad inferior) y Fm Valdeprado (depósitos carbonato-evaporíticos de la mitad superior).

- SD 4 - Berriasiense terminal-Valanginiense: se trata de la secuencia menos desarrollada del relleno de la Cuenca de Cameros. Con menos de 200 m de espesor, sólo aparece en el extremo oriental

etapa extensional se han podido distinguir variaciones en la tasa de subsidencia a menor escala en el registro sedimentario de la Cuenca de Cameros (Omodeo-Salé, 2014): las tres primeras secuencias deposicionales, SD 1-3 (Titoniense-Berriasiense), supondrían una etapa de extensión rápida; en las SD 4 y 5 (Valanginiense-Hauteriviense) se produciría una deceleración de la extensión; y en las tres últimas secuencias, SD 6-8 (Barremiense-Albiense inferior) ocurriría una nueva aceleración de la extensión. A continuación se resumen las características principales de estas secuencias deposicionales en el sector oriental (Cameros Este):

- SD 1 - Titoniense: el comienzo de la fracturación extensional de la Cuenca de Cameros implicó la emersión de los depósitos carbonáticos marinos del Jurásico Superior, sobre los que se sedimentaron depósitos tanto clásticos, aluviales y fluviales, como carbonáticos lacustres y palustres, que presentan una distribución irregular y espesores muy variables,

de la Cuenca de Cameros Este, donde supone la base del Gr Urbión (Figs. 1.5 y 1.6C). Está formada por sedimentos siliciclásticos fluviales (Gr Urbión A, Mas et al., 1993) que pasan lateralmente hacia el este a calizas, areniscas y limolitas lacustres (Fm Heterolítica inferior; Salinas y Mas, 1990).

- SD 5 - Valanginiense-Hauteriviense: tiene mayor registro en el sector suroccidental de Cameros (Cameros Oeste) que en el oriental (Cameros Este), donde sólo aparece en el extremo oriental de la cuenca (Figs. 1.5 y 1.6D) y está compuesta por hasta 500 m de depósitos siliciclásticos fluviales (Gr Urbión B; Mas et al., 1993) que pasan lateralmente hacia el este a calizas lacustres (Fm Cabretón; Tischer, 1966a; Salinas y Mas, 1990).

- SD 6 - Hauteriviense superior-Barremiense: está representada en dos cubetas independientes (Figs. 1.5 y 1.6E). La cubeta de mayor registro (más de 1500 m) se encuentra en el sector suroccidental de Cameros (Cameros Oeste), mientras que la cubeta del sector nororiental (Cameros Este) no supera los 900 m. Ésta última está compuesta por depósitos siliciclásticos fluviales (Gr Urbión C; Mas et al., 1993) que pasan lateralmente a limolitas, calizas y areniscas fluvio-lacustres (Fm Heterolítica de transición; Salinas y Mas, 1990).

- SD 7 - Barremiense superior-Aptiense inferior: indica un aumento significativo en la subsidencia de la cuenca (p.ej., Omodeo-Salé, 2014), estando representada con gran espesor en toda la Cuenca de Cameros, tanto en el sector suroccidental (Cameros Oeste) como en el oriental (Cameros Este), en el que puede llegar a alcanzar los 3.000 m de potencia (Figs. 1.5 y 1.6F). En el sector oriental de la cuenca, esta secuencia está formada por depósitos siliciclásticos fluviales que predominan hacia el oeste y hacia la parte inferior (Gr Urbión D; Mas et al., 1993), y que pasan progresivamente hacia el este y hacia techo a los depósitos mixtos siliciclástico-carbonáticos del Gr Enciso, con gran abundancia de huellas de dinosaurios e interpretados como de origen fluvio-lacustre (Tischer, 1966a; Mas et al., 1993; Alonso-Azcárate, 1997; Doublet, 2004). Hacia el norte de la cuenca, esta secuencia disminuye drásticamente de espesor, estando representada por las Fms Jubera y Leza (Mas y Alonso, 1991; Alonso y Mas, 1993), depositadas directamente sobre el sustrato Jurásico marino, en una serie de cubetas de origen tectónico

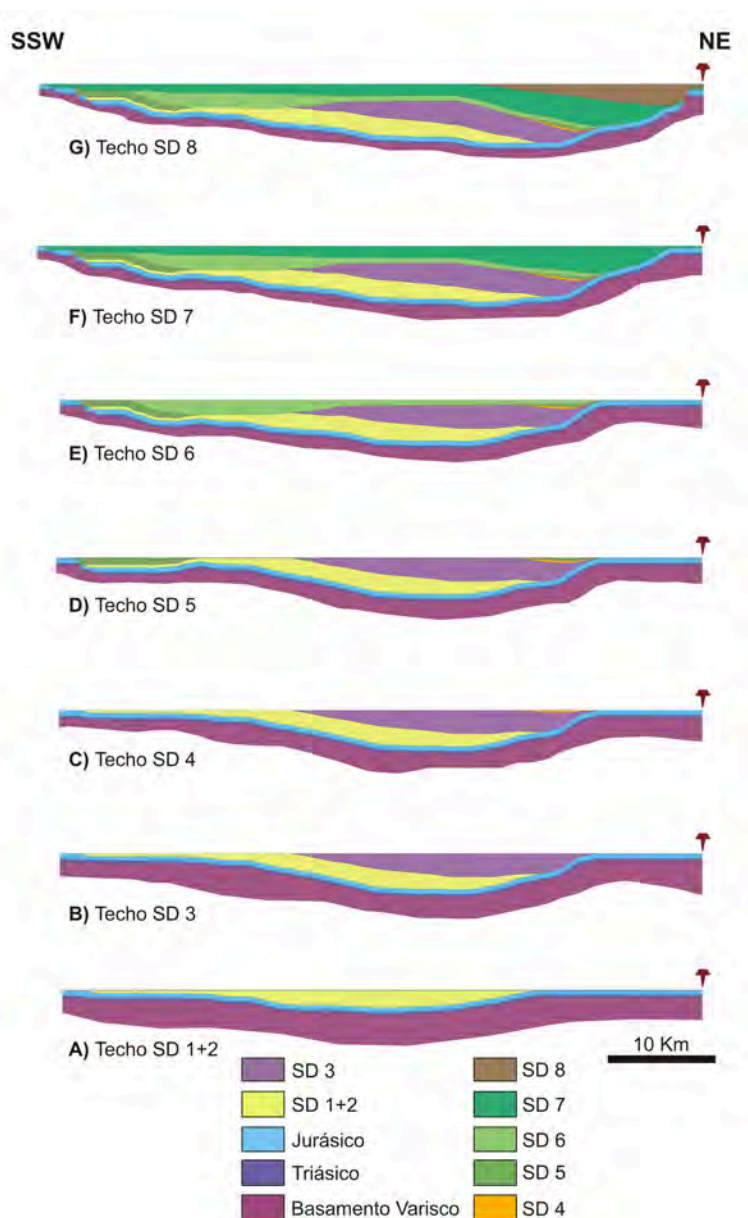


Figura 1.6: Fases evolutivas de la Cuenca de Cameros durante la extensión Titiense-Albiense inferior. Cada uno de los cortes A-G representa la interpretación de la morfología de la cuenca para el final de las secuencias deposicionales (SD) del relleno. El progresivo desplazamiento de los depocentros de las secuencias hacia el norte genera una geometría de *onlap* de éstas sobre el sustrato jurásico de la cuenca. Modificado de Omodeo-Salé et al. (2014).

(Díaz Martínez, 1988; Alonso y Mas, 1993; Suarez-Gonzalez et al., 2013). Los conglomerados, areniscas y lutitas de la Fm Jubera se interpretan como abanicos aluviales (Alonso y Mas, 1993; Mas et al., 1993), que pasan lateralmente a los carbonatos con contenido clástico variable de la Fm Leza. La Fm Leza (objeto de estudio de esta tesis doctoral) está, a su vez, en relación lateral directa con las facies fluvio-lacustres del Gr Enciso (Fig. 1.5) y su interpretación sedimentológica es controvertida (p.ej. Guiraud, 1983; Hernández Samaniego, 1990; Alonso y Mas, 1993; Doublet, 2004; Suarez-Gonzalez et al., 2010), por lo que será tratada en detalle en el capítulo 3 de esta memoria.

- SD 8 - Aptiense superior-Albiense inferior: es la última secuencia deposicional del relleno de la Cuenca de Cameros (Fig. 1.5) y se encuentra registrada únicamente en el borde norte de la cuenca (Fig. 1.6G). Representa un nuevo pulso extensional importante, pues en ella se llegan a acumular hasta 2800 m de registro estratigráfico que corresponde al Gr Oliván (Tischer, 1966a; Mas et al., 1993; 2011). Este registro está formado fundamentalmente por depósitos siliciclásticos fluviales y en menor medida por esporádicos carbonatos lacustres (Mas et al., 1993; 2009), que lateralmente estarían relacionados con depósitos costeros con influencia mareal (Arribas et al., 2009).

1.4.2.3 - Evolución posterior de la Cuenca de Cameros

Tras la etapa extensional del Cretácico Inferior, el área de Cameros dejó de funcionar como una cuenca individualizada, presentando de nuevo la evolución tectónica y el registro sedimentario común del Cretácico Superior de la Cuenca Ibérica (ver apartado 1.4.1). En el área de Cameros este registro comenzó con el depósito de las facies Utrillas (Albiense superior-Cenomaniense) y continuó con el desarrollo de amplias plataformas carbonáticas instaladas en la Cuenca Ibérica a partir del episodio transgresivo de gran escala del Cenomaniense (Alonso et al., 1993; Segura et al., 2002; García et al., 2004). Durante esta etapa del Cretácico Superior tuvo lugar el primer episodio de metamorfismo que afectó a los materiales del Cretácico Inferior de la Cuenca de Cameros (p.ej. Casquet et al., 1992; Mas et al., 1993; Barrenechea, 1994; Alonso-Azcárate, 1997; Mantilla-Figueroa, 1999; Mata et al., 2001; Del Río, 2009; González-Acebrón et al., 2011).

Ya en el Cenozoico, debido a la tectónica compresiva de la Orogenia Alpina, la Cuenca de Cameros se invirtió, junto con los macizos variscos de la Demanda y del Moncayo (Fig. 1.4), conformando la Unidad Tectónica alpina de Cameros (Casas-Sainz, 1990; Casas-Sainz y Simón-Gómez, 1992; Guimerà et al., 1995). Esta inversión se produjo a través de grandes cabalgamientos que limitaron la Unidad Tectónica tanto al sur como al norte (Fig. 1.7). El cabalgamiento del borde norte de la Unidad Tectónica aprovecha

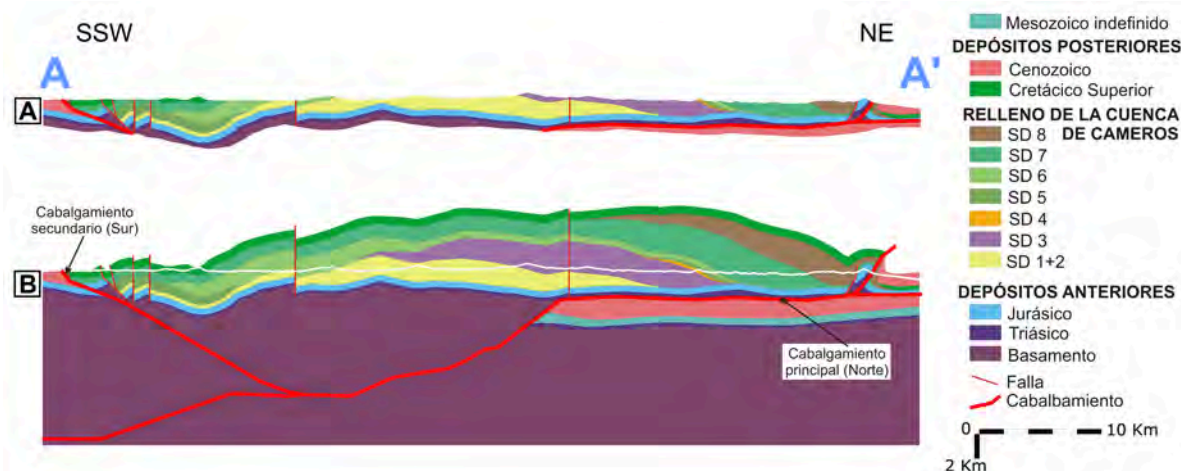


Figura 1.7: A: Corte geológico de la Cuenca de Cameros en el que se muestra su estructura actual, tras la inversión alpina de la cuenca (ver trazado A-A' en el mapa de la Fig. 1.4). B: Mismo corte geológico que A en el que se han reconstruido los sedimentos erosionados durante la fase compresiva y se ha interpretado la estructura de la cuenca en profundidad. Nótese que el cabalgamiento norte de la Cuenca de Cameros ha desplazado hasta unos 30 km el relleno y el sustrato de la cuenca sobre los depósitos cenozoicos de la Cuenca del Ebro. Modificado de Omodeo-Salé et al. (2014).

los materiales del *Keuper* y es de mayor escala que el del sur, llegando a tener un desplazamiento horizontal de unos 30 km (Fig. 1.7; Casas-Sainz, 1993; Guimerà et al., 1995; Omodeo-Salé et al., 2014), mientras que la estructura del borde sur de la Unidad Tectónica reaprovecha fallas normales de la etapa extensional del Cretácico Inferior (Morillo-Velarde y Meléndez Hevia, 1972; Guimerà et al., 1995). Asociado a esta inversión tectónica, tuvo lugar un segundo evento metamórfico que afectó a los materiales de la Cuenca de Cameros (Mantilla-Figueroa et al., 2002; González-Acebrón et al., 2011). Por último, el progresivo levantamiento y erosión de los materiales dieron como resultado el desarrollo de cuencas cenozoicas que limitan la Unidad Tectónica de Cameros (Fig. 1.4): Surco de Rioja de la Cuenca del Ebro, al norte, y Cuenca de Almazán y Cuenca del Duero, al sur (Casas-Sainz, 1990; Casas-Sainz y Simón-Gómez, 1992; Guimerà et al., 1995; 2004; Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz, 1997; Casas-Sainz et al., 2000).

1.5 - ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS REGIONALES

En este apartado se presentan por orden cronológico los principales trabajos relativos a la geología de la Cuenca de Cameros y a su contexto regional. Los antecedentes bibliográficos más concretos sobre los depósitos de la Fm Leza, objeto de estudio de esta tesis doctoral, serán detallados en el apartado 2.2. Además, cada capítulo de esta tesis contiene en su introducción un apartado dedicado a los antecedentes bibliográficos más relevantes sobre la temática tratada en el capítulo.

1.5.1 - Siglo XIX

Los primeros estudios de carácter geológico sobre la región en la que se enmarca esta tesis doctoral se remontan a la primera mitad del siglo XIX, cuando Joaquín Ezquerro del Bayo (traductor al castellano de los *Principles of Geology* de Charles Lyell) describió las rocas que componen la Sierra del Moncayo (Ezquerro del Bayo, 1836; 1841). En 1836 interpretó estos materiales como formados en la “última época secundaria” (Cretácico), mientras que en 1841 modificó su interpretación, considerando los materiales siliciclásticos de esta zona como Devónicos (“*Old red sandstone* del cuarto grupo del periodo primario”) y los materiales carbonáticos como Carboníferos (“*Caliza de montaña* del quinto grupo del periodo primario”). Además, Ezquerro del Bayo (1841) señaló que estos carbonatos (conocidos modernamente como el “Jurásico Marino”) se extienden desde el Moncayo en dirección noroeste por la Sierra de Cameros, mencionando específicamente la presencia de estos materiales en las localidades de Arnedillo y Préjano, dentro del área de estudio de esta tesis.

Ezquerro del Bayo realizó también el primer mapa geológico general de España, a escala 1:5.000.000 (Ezquerro del Bayo, 1851), labor que fue retomada con mayor detalle por la Comisión del Mapa Geológico de España, germen del futuro IGME, a través de numerosas publicaciones, memorias y mapas parciales, donde se publicaron la mayoría de los estudios geológicos españoles durante la segunda mitad del siglo XIX.

En lo que respecta a la región concreta estudiada en esta tesis, dentro del marco de esta comisión, Egozque y Cia (1875) publicó una descripción detallada de la geología del pueblo de Arnedillo, relacionándola con los manantiales de aguas termales de esta localidad y con los terremotos que ocurren en ella. Aránzazu (1877) realizó la cartografía geológica a escala 1:1.000.000 de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. En este trabajo ya se consideran los materiales de la Sierra de Cameros como pertenecientes al Mesozoico (“Época Secundaria”). Además, Urrutia (1878) aportó información adicional sobre la geología de la provincia de Logroño y Mallada (1887) recopiló todos los datos paleontológicos del Cretácico Inferior de España.

Pedro Palacios y Rafael Sánchez Lozano fueron los encargados de estudiar para la Comisión del Mapa Geológico de España la geología de las provincias de Soria y Logroño, respectivamente. Sorprendidos por la extensión y el espesor que en ambas provincias alcanzan los depósitos de lo que hoy se conoce como

Cuenca de Cameros, publicaron conjuntamente un trabajo (Palacios y Sánchez, 1885) en el que realizan una descripción y clasificación litológica de estos depósitos muy similar a la clasificación litoestratigráficas que se adoptaría en el siglo XX y que, con ligeras modificaciones, se utiliza todavía en la actualidad. Palacios y Sánchez (1885) se enfrentaron también a la problemática de la datación de los depósitos de la región de Cameros y consideraron que la mitad inferior de ellos (los actuales Grupos Tera y Oncala) correspondería al final del Jurásico y tendría un origen marino, mientras que la parte superior (los actuales Grupos Urbión, Enciso y Oliván) tendrían un origen lacustre y corresponderían ya al Cretácico. Además, estos autores adoptan por primera vez el término “wealdense”, por comparación con la geología de Inglaterra y de Alemania, para clasificar esta mitad superior de los depósitos del área de Cameros.

Posteriormente, Palacios (1890) realizó el mapa y la descripción geológica de la provincia de Soria, donde divide estos depósitos de la Cuenca de Cameros en cinco “zonas” litológicas superpuestas estratigráficamente y prácticamente equivalentes a los grupos litoestratigráficos actuales. Al encontrar fósiles continentales en la mitad inferior de los depósitos “infracretáceos”, Palacios (1890) cambia la interpretación de Palacios y Sánchez (1885) y considera todos los depósitos de la Cuenca de Cameros como continentales y pertenecientes al *Weald*, aunque no descarta la posibilidad de que en ellos estén representados tanto el *Purbeck* como el *Weald*. Además, Palacios (1890) señala por primera vez los abundantes cambios laterales de espesor y litología dentro de cada una de las “zonas” estratigráficas, así como el hecho de que a medida que se avanza hacia el norte, las “zonas” más modernas son las que se apoyan sobre el sustrato Jurásico. A partir de estos datos Palacios (1890) interpreta que “el depósito wealdense (*sic*) se formó en una cuenca profunda y rodeada de rápidas vertientes. Dicha cuenca debió tener su desagüe por el nordeste, hacia cuyo rumbo alcanzan mayor desarrollo los materiales en ella acumulados”.

Por su parte, Sánchez Lozano (1894) publicó el mapa y la descripción geológica de la provincia de Logroño, donde reconoce también las cinco “zonas” estratigráficas del *Weald* descritas por Palacios (1890) en Soria. Sánchez Lozano (1894) tampoco reconoce evidencias de sedimentación marina en estos depósitos, pero los considera formados “en un lago de agua más o menos salobre”. Además, Sánchez Lozano compara la estratigrafía de estos depósitos con la de los depósitos “infracretáceos” de Inglaterra, Alemania y Francia, así como los de las provincias de Santander y Barcelona, concluyendo que “no parece aventurado suponer que en Logroño se hallen representados el wealdense (*sic*) y el purbeckense”. Señala, sin embargo, este autor que aunque en la Sierra de Cameros hubiera sedimentación durante el *Purbeck* y durante el *Weald*, la ausencia de discontinuidades claras entre ambos periodos indicaría que en esta área no hubo una gran diferencia paleogeográfica entre ellos. De esta forma, considera que los depósitos “infracretáceos” de la Sierra de Cameros son el “equivalente lacustre y fluvio-marino” de los sedimentos marinos de esa edad encontrados en otras áreas.

A finales del siglo XIX, Ildefonso Zubía resumió los datos que se conocían por entonces sobre la geología de la provincia de Logroño, aunque su trabajo no sería publicado hasta mucho tiempo después (Zubía, 1921). En la última década del siglo XIX aumenta, además, el interés de investigadores de otros países europeos por la geología de la Sierra de Cameros y de los territorios próximos a ésta, como demuestra el hecho de que alumnos de la Facultad de Ciencias de la Universidad de París realizaran sus tesis doctorales en la geología de la zona oriental de la provincia de Burgos y de parte de las provincias de Logroño y Álava (Larrazet, 1896), así como en la geología de la provincia de Soria (Chudeau, 1896).

1.5.2 - Primera mitad del siglo XX (1900 - 1960)

Una vez editados todos los mapas geológicos provinciales a escala 1:400.000 y el mapa geológico de síntesis de España y Portugal a escala 1:1.500.000, la Comisión del Mapa Geológico de España encargó a Lucas Mallada la redacción de las memorias explicativas de dicho mapa, que fueron siendo publicadas a lo largo de los últimos años del siglo XIX y primeros del XX. Mallada (1904) se centra en las rocas Cretácicas, resumiendo los trabajos previos realizados en los depósitos del Cretácico Inferior de la Cuenca de Cameros,

depósitos que el autor denomina “gran mancha ibérica infracretácea”.

A comienzo del siglo XX se produjo un gran aumento en los estudios geológicos en España fuera del marco de la Comisión del Mapa Geológico de España. En lo que respecta a la región de Cameros, Vicente (1909) presentó en el Primer Congreso de Naturalistas Españoles de 1908 nuevos datos sobre los recursos minerales de la zona. A partir de los años 20 empiezan a ser mucho más abundantes los trabajos de investigadores españoles sobre la geología de la región de Cameros. San Miguel de la Cámara (1921; 1923) estudió en detalle los depósitos de lo que hoy se conoce como el sector occidental de la Cuenca de Cameros, al este de la provincia de Burgos. Royo y Gómez (1926) publica, a su vez, una recopilación de los fósiles de vertebrados encontrados en las facies *Weald* de España, destacando algunos de la Cuenca de Cameros en las provincias de Burgos y Soria. Sáenz García (1932; 1945; 1948) presentó algunas modificaciones respecto a los trabajos previos del *Weald* de la región de Cameros y aportó nuevas ideas para interpretar la evolución paleogeográfica de estos depósitos.

En las décadas de los años 20 y 30 se publicaron también numerosos estudios geológicos sobre la zona realizados por investigadores franceses y alemanes. Joly (1922a; 1922b; 1927) presentó en varios congresos científicos nuevas ideas sobre la tectónica del Sistema Ibérico, resaltando la presencia de importantes láminas de cabalgamiento en la región de Cameros, que ponen los materiales mesozoicos sobre los cenozoicos, tanto en la provincia de Logroño como en la de Soria. Varios geólogos alemanes de la escuela de Göttingen centraron también sus estudios en la tectónica del Sistema Ibérico. Lotze (1929; traducido al castellano en 1955) estudió el basamento Paleozoico, analizando también la tectónica sufrida por los depósitos Jurásicos y Cretácicos suprayacentes. Richter (1930; traducido al castellano en 1956) y Schriel (1930) estudiaron aspectos estratigráficos y tectónicos del sector noroccidental del Sistema Ibérico, mientras que Hahne et al. (1930) y Richter y Teichmüller (1933) presentaron estudios generales sobre la evolución sedimentaria y tectónica de todo el Sistema Ibérico.

Posteriormente, Olagüe (1935; 1936) utilizó las ideas tectónicas expuestas por estos investigadores extranjeros para explicar mejor la estratigrafía y el contexto tectónico del Jurásico del borde norte de la Cuenca de Cameros. Olagüe (1935) estudia el Jurásico entre las localidades de Arnedillo y Préjano, en el sector oriental del área de estudio de esta tesis (Fig. 1.1B), aportando una interpretación muy similar a la moderna sobre la estructura del cabalgamiento frontal de Cameros en esta zona, y sobre la presencia de materiales cretácicos con carbones (previamente interpretados como Carboníferos) bajo este cabalgamiento. Olagüe (1936) se centra en la estratigrafía y la estructura del Jurásico del área comprendida entre Ortigosa en Cameros y Torrecilla en Cameros, al suroeste de la región estudiada en este trabajo.

Depape (1953) y Depape y Doubinger (1956) realizan las primeras investigaciones paleobotánicas detalladas en los depósitos del Cretácico Inferior del área de Cameros, destacando la semejanza de los restos de plantas fósiles con los del Cretácico de Norteamérica y de Europa, consideradas como tropicales o subtropicales. Quintero y Trigueros (1956) publicaron una síntesis de las facies *Weald* en la región de Cameros, apoyando la hipótesis de Palacios y Sánchez (1885) de que los depósitos más antiguos de estas facies (aproximadamente equivalentes a los Gr Tera y Oncala actuales) podrían haberse depositado durante el Jurásico terminal.

En cuanto a la investigación geológica aplicada, tras el descubrimiento de almacenes de hidrocarburos en depósitos del *Weald* en otras regiones de Europa y de España, en los años 50 se realizan los primeros sondeos para la prospección de hidrocarburos en la región de Cameros (Gavala y Ríos, 1955).

1.5.3 - Tesis doctorales del grupo de la Universidad de Bonn

A lo largo de los años 50 varios alumnos de la universidad de Bonn, dirigidos por el profesor Roland Brinkmann realizaron sus tesis doctorales en la región de Cameros. Estas tesis han sido el punto de partida de todos los estudios geológicos posteriores en esta región, y sus resúmenes fueron publicados

posteriormente en 1966. Mensink (1966) estudió el Jurásico marino que sirve de sustrato al relleno de la Cuenca de Cameros, centrándose en la paleontología, estratigrafía y paleogeografía. Mensink (1966) fue uno de los primeros autores en interpretar que durante el Jurásico Superior la región de Cameros actuó como un estrecho marino que unía las zonas marinas más amplias situadas al norte y al sureste. Beuther (1966) estudió la estratigrafía de las facies *Weald* y Utrillas del sector occidental de la Cuenca de Cameros en la provincia de Burgos. Tischer (1966a) estudió el *Weald* del sector oriental realizando la división litoestratigráfica de la cuenca en los cinco Grupos (Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván), que todavía se siguen utilizando hoy en día. Por último, Kneuper-Haack (1966) estudió los ostrácodos del *Weald* de la Cuenca de Cameros desde los puntos de vista bioestratigráfico y paleoecológico. Este trabajo aportó el primer marco cronológico para la estratigrafía de la cuenca, considerando que la sedimentación en ésta empezó en el Kimmeridgiense y finalizó en el Valanginiense. Además, el estudio de los ostrácodos de Kneuper-Haack (1966) proporcionó también la primera evidencia clara de influencia marina en la sedimentación de las facies *Weald* de la Cuenca de Cameros.

Tischer (1966b) publicó un resumen en castellano de las conclusiones obtenidas por todas estas tesis doctorales. Aparte de la novedosa definición formal litoestratigráfica y de su marco bioestratigráfico, cabe destacar también de entre estas conclusiones la descripción de los abundantes cambios laterales de facies y de espesores en las diferentes unidades de la cuenca. Para Tischer (1966b) estos cambios de facies y de espesor muestran un patrón claro que hace concluir que “la zona de hundimiento máximo, el surco de la cuenca, iba trasladándose gradualmente en dirección nordeste”. Este hecho, junto con el reconocimiento de influencia marina en diversos momentos de la evolución de la cuenca hizo que Tischer (1966b) concluyera que “en el extremo este o nordeste, más cerca del mar, estuvo siempre el nivel más bajo de sedimentación (...) pero no el surco más hondo de la base de la cuenca de sedimentación. Allí hubo lagos y lagunas de agua dulce y salobre”. De esta forma, considera el conjunto de depósitos de la Cuenca de Cameros como “depositados en los ambientes fluviales y salobres de las regiones bajas de un gran delta”.

Además de estas conclusiones sedimentológicas, Tischer (1966b) también señaló las implicaciones de los datos tectónicos obtenidos por su grupo de investigación. Algunos de estos datos estaban de acuerdo con las ideas previas, pues “lo esencial de la tectónica terciaria (...) consiste en que la Sierra fue empujada sobre el borde sur de la cuenca del Ebro”, pero otros son novedosos, como la descripción de “las estructuras semidiapíricas de Jubera, Arnedillo y Fitero” o el hecho de que en el borde norte de la cuenca “las series wealdicas (...) están separadas del Jurásico marino (...) por fallas normales”. Otra hipótesis tectónica planteada por Tischer (1966b) es la de que durante las etapas de la compresión alpina, además del cabalgamiento de la Cuenca de Cameros sobre los depósitos cenozoicos de la Cuenca del Ebro, pudo haber existido “una traslación lateral paralela al borde nordeste de las Ibéricas”. Estos movimientos podrían estar relacionados, según este autor, con el hecho de que la Cuenca de Cameros se sitúe en “la interferencia de dos importantes zonas tectónicas” a escala de la placa Ibérica: la dirección general NO-SE del Sistema Ibérico y “la importante zona SO-NE marcada por la dorsal de la Sierra de Guadarrama (...) y una línea de diapiros en Navarra hasta la depresión axial de los Pirineos”.

1.5.4 - Periodo de 1960 a 1980

Wiedmann (1960; 1963) plantea unos de los primeros intentos de correlación general entre todas las facies *Weald* de la Península Ibérica, a la vez que propone una relación paleogeográfica entre el *Weald* de la Cuenca Vasco-Cantábrica y el de la Cuenca de Cameros. Salomon (1970; 1973) aportará más tarde nuevos indicios para esta relación paleogeográfica.

En 1969 el IGME realiza un estudio detallado de la geología de la provincia de Logroño (Jerez Mir y Esnaola Gómez, 1969), incluyendo mapas y cortes geológicos a escala 1:50.000 que suponen un avance muy significativo respecto a las cartografías previas. Además, este informe (que permanece inédito) presenta una de las primeras documentaciones exhaustivas de microfacies en láminas delgadas, tanto de

muestras del Jurásico marino como del *Weald* de la Cuenca de Cameros. Los autores de este informe presentaron de forma independiente sus ideas sobre la tectónica de la zona (Esnaola Gómez y Jerez Mir, 1971), destacando “una gran falla inversa con cierta componente de desgarre” en el borde septentrional de la cuenca, probablemente relacionada con “movimientos de zócalo y acumulaciones de Triás”. El mapa geológico de síntesis a escala 1:200.000 de la hoja 21-Logroño (IGME, 1971) utilizó en gran medida la cartografía de Jerez Mir y Esnaola Gómez (1969).

Assens (1971) describe las unidades del Jurásico marino en la región de Cameros, que serán estudiadas con mayor detalle por Bulard (1972), autor que acuña el término “Estrecho de Soria” para describir la zona marina del norte de la Cuenca de Cameros que durante el Jurásico Superior habría comunicado el “Mar Cantábrico” al norte con el “Mar Levantino” al sureste. Bulard et al. (1973) estudian también las relaciones de yacencia del *Weald* de la Cuenca de Cameros con el sustrato Jurásico marino.

Brenner y Wiedmann (1975) y Brenner (1976) realizan estudios paleontológicos sobre los ostrácodos y las carofitas de las facies *Weald* españolas, con especial atención a las de la Cuenca de Cameros. Estos trabajos coinciden con los de Kneuper-Haack (1966) en los aspectos paleoecológicos, confirmando la existencia de ostrácodos de aguas salobres a marinas en la Cuenca de Cameros, pero modifican las dataciones dadas por dicha autora, considerando que la sedimentación del *Weald* de la Cuenca de Cameros se extendió desde el Kimmeridgiense hasta el Aptiense inferior. Respecto a la paleontología de vertebrados, en los años 70 comienzan a sistematizarse el estudio de las numerosas icnitas de dinosaurios presentes en la Cuenca de Cameros (p.ej., Casanovas y Santafé, 1971; Viera y Torres, 1979).

Valladares-González (1976) estudia en su tesis doctoral los depósitos del Jurásico y Cretácico de la Cuenca de Cameros occidental (provincias de Burgos y Soria), considerando la existencia de depósitos “purbeckienses”, que interpreta como depositados en llanuras de marea, y “wealdienses”, que interpreta como depositados en medios fluviales.

Por último, Álvaro et al. (1979) publican uno de los primeros modelos dentro del marco de la tectónica de placas para la evolución geotectónica, tanto extensiva como compresiva, del Sistema Ibérico. Según este modelo, el Sistema Ibérico habría sido durante el Mesozoico una cuenca extensiva de tipo aulacógeno (*rift* abortado) controlada por grandes fracturas tardivariscas del basamento (Fig. 1.3A).

1.5.5 - Década de 1980

A partir de los años 80 se produce un gran aumento en el número de estudios realizados en la zona noroeste del Sistema Ibérico y en la Cuenca de Cameros. Jean Salomon publicó numerosos trabajos durante esta década sobre aspectos tectónicos y sedimentarios de la Cuenca de Cameros. En Salomon (1980) comenzó diferenciando las principales directrices estructurales que habían controlado la sedimentación en esta cuenca, compartimentándola en grandes subcuencas relacionadas entre sí. Posteriormente, en su tesis (Salomon, 1982a), estudió los depósitos continentales de edad Jurásico Superior - Cretácico Inferior de la Cuenca Vasco-Cantábrica y de la Cuenca de Cameros (que él denomina Cuenca de Soria), y realizó la primera cartografía sintética general de toda la Cuenca de Cameros, destacando los cambios laterales de facies entre unos sectores y otros. Salomon (1982a) divide el registro de las dos cuencas estudiadas en tres grandes megaciclos. El megaciclo 1 (depósitos previamente caracterizados como *Purbeck* y *Weald*); el megaciclo 2 (complejos urgonianos y depósitos continentales asociados a ellos); y el megaciclo 3 (facies Utrillas y depósitos marinos del Cretácico Superior).

Respecto a la Cuenca de Cameros (cuyo estudio fue resumido en Salomon, 1982b, y traducido en Salomon, 1982c), Salomon interpreta un nuevo marco cronoestratigráfico, datando el relleno de la cuenca como Kimmeridgiense-Valanginiense. Además, Salomon crea una nueva división estratigráfica de la cuenca, totalmente distinta a los cinco grupos litoestratigráficos de Tischer (1966a). Esta nueva división comprende tres estadios (I, II, III), cada uno de ellos dividido, a su vez, en varias fases. Por último, Salomon (1982a)

correlaciona los depósitos de la Cuenca de Cameros con los de la Cuenca Vasco-Cantábrica y considera que el origen de estas cuencas está relacionado tectónicamente por una hipotética zona de desgarre dextral que separaría ambas cuencas con una dirección aproximada SO-NE.

Posteriormente, Salomon (1983a) continúa estudiando la tectónica de la Cuenca de Cameros, poniéndola en común con los resultados previos sobre la sedimentación (Salomon, 1983b). Durante la segunda mitad de la década de los 80 Salomón estudia, junto a otros investigadores, aspectos concretos de la sedimentología de los depósitos continentales de la Cuenca de Cameros (Salomon y Drillien, 1985; Salomon, 1987; Normati y Salomon, 1989).

Por su parte, Michel Guiraud realizó también su tesis doctoral en la Cuenca de Cameros (Guiraud, 1983), centrando su estudio en la tectónica del sector oriental de la cuenca y en el análisis sedimentológico del Gr Enciso en ese sector. Además, Guiraud (1983) presenta el primer intento de interpretar el relleno de la cuenca en términos de estratigrafía secuencial, así como el primer estudio del metamorfismo sufrido por parte de sus materiales. Guiraud (1983) realiza una nueva cartografía de la Cuenca de Cameros y subdivide la estratigrafía de la cuenca de forma diferente a Salomon (1982a), manteniendo una mayor concordancia con la división de Tischer (1966a). Para Guiraud (1983) la Cuenca de Cameros es de edad Kimmeridgiense-Valanginiense y está subdividida en cuatro grandes ciclos y ocho secuencias de menor escala. Las interpretaciones tectónicas de la tesis de Guiraud fueron publicadas en Guiraud y Seguret (1985; 1987), donde establecieron un modelo de cuenca de tipo *pull-apart* condicionado por grandes fallas de desgarre de dirección SW-NE que limitaron la cuenca y que generaron el espacio de acomodación mediante movimientos sinestrales. Las interpretaciones respecto al metamorfismo de Cameros fueron publicadas en (Golberg et al., 1988).

Mensink y Schudack (1982) interpretan una laguna estratigráfica, asociada a paleosuelos, entre el Jurásico marino y los primeros depósitos en facies *Weald*, también de edad jurásica. Posteriormente, Schudack (1984; 1987) y Schudack y Schudack (1988; 1989) estudian la bioestratigrafía y la paleogeografía de los depósitos del Jurásico Superior-Cretácico Inferior del Sistema Ibérico septentrional y de la sierra de Cameros basándose en análisis paleontológico de carofitas y, en menor medida, ostrácodos. Schudack (1987) coincide con Brenner (1976) en considerar la edad general de la Cuenca de Cameros como Kimmeridgiense-Aptiense y continúa utilizando los grupos litoestratigráfico propuestos por Tischer (1966a), pero modifica en gran medida las dataciones relativas de cada uno de ellos dadas previamente por Kneuper-Haack (1966) y Brenner (1976). Carles Martín-Closas, durante la realización de su tesis doctoral sobre carofitas del Cretácico Inferior (Martín-Closas, 1989; publicada posteriormente en Martín-Closas, 2000), precisó algunas de las edades propuestas por Schudack (1987), considerando el relleno de la Cuenca de Cameros como de edad Kimmeridgiense superior-Albiense.

La paleontología de vertebrados de la Cuenca de Cameros presenta también un gran avance en los años 80, con numerosos trabajos centrados en el estudio de las icnitas de dinosaurio (p.ej. Viera y Aguirrezabala, 1982; Viera et al., 1984; Aguirrezabala et al., 1985; Moratalla et al., 1988a; 1988b). Aguirrezabala et al. (1985) presentan además un estudio de la sedimentología del sector oriental del Gr Enciso que añade información a lo ya estudiado por Guiraud (1983), aportando datos paleontológicos sobre moluscos que indican influencia marina en la sedimentación de este grupo.

La tectónica del borde norte de la Cuenca de Cameros, área de estudio de esta tesis doctoral, fue estudiada a finales de la década de los 80 por Pérez-Lorente (1987a; 1987b) y Caro Calatayud et al. (1989). Por otra parte, Schott y Peres (1987) estudiaron las implicaciones tectónicas del paleomagnetismo de los materiales del Cretácico Inferior de la Cuenca de Cameros.

También a finales de los años 80 comenzó la actividad del grupo de investigación de la Universidad Complutense de Madrid sobre la geología de la Cuenca de Cameros, encabezado por los doctores Ángela Alonso y Ramón Mas, grupo en el que se encuadra la presente tesis doctoral. Alonso et al. (1986-1987; 1989), Alonso y Mas (1988a; 1990) y Mas y Alonso (1988a; 1988b; 1989) estudian el sustrato Jurásico Superior marino de la Cuenca de Cameros. Alonso y Mas (1988b) describen por primera vez depósitos

marinos de edad Aptiense en cubetas menores asociadas a la Cuenca de Cameros y situadas al sur del Moncayo. Díaz Martínez (1988) analiza la evolución sedimentaria y tectónica del Cretácico Inferior en el sector del río Jubera, describiendo por primera vez en detalle el control tectónico de la sedimentación en este sector mediante fallas normales, que anteriormente había sido sólo sugerido por Tischer (1966b). Salinas y Mas (1989) estudiaron, a su vez, la sedimentación lacustre del Gr Urbión en el área de Cervera del Río Alhama. Por último, Clemente (1988; 1989) comenzó a estudiar los depósitos del SO de la Cuenca de Cameros.

En los últimos años de la década de los 80 y en los primeros de la siguiente, Nigel Platt publicó numerosos trabajos sobre la geología del sector suroccidental de la Cuenca de Cameros, trabajos centrados en la sedimentología de depósitos lacustres, en el análisis de paleosuelos y en las relaciones tectónica-sedimentación (Platt, 1989a; 1989b; 1989c; 1990; 1994a; 1994b; 1995). Parte de estos estudios han sido utilizados para la realización de modelos generales, tanto de paleosuelos (Wright et al., 1988), como de carbonatos lacustres (Platt y Wright, 1991).

Por último, a lo largo de esta década se realizaron la mayoría de los trabajos de cartografía para la publicación de las hojas de la segunda serie del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000 (serie MAGNA). La Cuenca de Cameros y zonas adyacentes (Sierra de la Demanda, Macizo del Moncayo) ocupan una extensión de más de 25 hojas MAGNA. El área de estudio concreto de esta tesis doctoral se encuentra dentro de la hoja 242-Munilla y muy parcialmente en las hojas 204-Logroño, 243-Calahorra y 281-Cervera del Río Alhama (Fig. 1.1B). En la hoja de Munilla, Hernández Samaniego et al. (1990) realizaron la cartografía geológica del sector norte de la Cuenca de Cameros y de los depósitos cenozoicos adyacentes de la Cuenca del Ebro. Hernández Samaniego et al. (1990) dividieron el relleno de la Cuenca de Cameros en esta zona en una serie de unidades cartográficas nuevas, que agruparon en cuatro grandes ciclos, siguiendo la clasificación de Guiraud (1983). Las edades que dieron Hernández Samaniego et al. (1990) fueron Kimmeridgiense-Berriasiense para las facies *Purbeck*, Valanginiense-Hauteriviense para las facies *Weald* y Barremiense-Aptiense para lo que estos autores denominan Ciclo IV, aproximadamente equivalente al Gr Oliván de Tischer (1966a).

1.5.6 - Desde 1990 a la actualidad

En los primeros años de la década de los 90, investigadores franceses de la empresa Elf-Aquitaine (actualmente TOTAL) realizaron estudios tectónicos en el borde norte (Miegebielle et al., 1991) y en la zona meridional (Miegebielle et al., 1993) de la Cuenca de Cameros. A partir de estos estudios concluyeron que el comienzo de la tectónica extensiva en la cuenca se produjo ya durante la sedimentación del Jurásico Superior marino, mediante una serie de fracturas que generaron una estructura de bloques basculados (*horsts* y *grabens*) que controló la sedimentación del Jurásico Superior y de parte del Cretácico Inferior. Respecto al borde norte de la cuenca, estos autores coinciden con Tischer (1966b) en considerar que la zona estructural de dirección SO-NE que une Torrecilla en Cameros con Clavijo es la prolongación meridional de la falla de Pamplona y de los diapiros asociados a ésta.

Gómez-Fernández (1992) estudió en su tesis doctoral las primeras etapas de la evolución sedimentaria de la Cuenca de Cameros oriental (Gr Tera y Gr Oncala). De entre los resultados de esta tesis (publicados en Gómez-Fernández y Meléndez, 1994a; 1994b y Meléndez y Gómez-Fernández, 2000) cabe destacar la revisión de la clasificación litoestratigráfica de Tischer (1966a) y la adaptación de ésta a la estratigrafía secuencial, así como la mención de influencia marina en la sedimentación durante estas primeras etapas de la Cuenca de Cameros.

En los años 90 un grupo de investigación de la Universidad de Zaragoza comienza a estudiar la tectónica y el metamorfismo de la Cuenca de Cameros. Casas-Sainz (1990; 1992; 1993), Casas-Sainz y Simón-Gómez (1992), Casas-Sainz y Gil-Imaz (1994; 1998), Casas-Sainz et al. (1995), Muñoz-Jiménez y Casas-Sainz (1997), Mata et al. (2001), Villalaín et al. (2003) y Casas et al. (2009; 2012) utilizan diversas

técnicas para apoyar un modelo tectónico en el que la extensión de la cuenca se interpreta como debida a una gran falla lístrica en el borde norte de ésta. Esta falla buzará hacia el sur y afectaría al basamento, aunque cerca de la superficie aprovecharía el nivel plástico de las facies *Keuper*. Durante la compresión el movimiento de esta falla se invertiría, actuando como un cabalgamiento con un desplazamiento máximo de 30 km. Soto et al. (2008) y García-Lasanta et al. (2014) diferencian varias fases en la extensión de la Cuenca de Cameros, interpretando las direcciones de extensión de cada una de ellas.

Este grupo de investigación también ha analizado la esquistosidad de los materiales del Cretácico Inferior de la Cuenca de Cameros (Gil-Imaz y Pocoví, 1990; 1994; Gil-Imaz et al., 1990; Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998; Gil-Imaz, 2001), deduciendo la existencia de una fase compresiva cretácica (desarrollada entre el Aptiense y el Cenomaniense), previa a la inversión tectónica de la cuenca de Cameros. Por otro lado, los estudios del metamorfismo de la Cuenca de Cameros de este grupo de investigación (Mata, 1997; Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998; Mata et al., 2001; Del Río, 2009; Del Río et al., 2009; 2013) concluyen que se trata de un metamorfismo de enterramiento, de edad Albiense, y debido a una anomalía térmica ligada a la finalización de la extensión de la cuenca. Sin embargo, Del Río (2009) considera la posibilidad de una participación de fluidos hidrotermales en el metamorfismo, de forma muy local, para explicar las altas temperaturas alcanzadas en algunas áreas de la cuenca.

Otro grupo de investigación que ha desarrollado sus trabajos en la Cuenca de Cameros en las últimas décadas es el grupo de la Universidad Autónoma de Madrid (García-Cuevas y González-Casado, 1998; García Cuevas, 2000; González-Casado y García-Cuevas, 2002), que han estudiado las maclas de calcita desarrolladas en grietas de tensión de la Cuenca de Cameros como datos de la deformación finita de la cuenca.

Investigadores franceses de la Universidad de Bourgogne también han trabajado en la Cuenca de Cameros, estudiando la sedimentología del Gr Enciso (Doublet et al., 2003; Doublet y Garcia, 2004) e interpretando la relación entre controles tectónicos y ciclicidad climática en el registro sedimentario de la cuenca (Doublet, 2004). La ciclicidad climática ha sido también estudiada más recientemente en el Gr Enciso por Angulo y Muñoz (2013).

Respecto a los aspectos paleontológicos de la Cuenca de Cameros, numerosos grupos han continuado su labor investigadora en las últimas décadas. Los investigadores alemanes Schudack y Schudack (2009; 2012) han continuado el trabajo que comenzaron en los años 80 sobre la bioestratigrafía de la Cuenca de Cameros, centrándose, en sus últimos trabajos, en el estudio de ostrácodos. En base a estos microfósiles, Schudack y Schudack (2009) modificaron los marcos cronoestratigráficos previos de las cuencas del Cretácico Inferior del Sistema Ibérico. Respecto a la Cuenca de Cameros, los principales cambios afectan al Gr Urbión, que estos autores consideran únicamente Berriasiense superior, y al Gr Enciso, que consideran Valanginiense superior - Barremiense. Posteriormente, Clemente (2010) ha realizado una propuesta diferente para la cronoestratigrafía de la cuenca. Delvene (2005), Delvene y Araujo (2009a; 2009b) y Delvene y Munt (2011; 2013) han estudiado algunos bivalvos y gasterópodos de la Cuenca de Cameros. Delvene y Munt (2011; 2013) definen la presencia de faunas de moluscos de agua salobre en el sector oriental del Gr Enciso, como ya lo habían hecho con anterioridad Aguirrezabala et al. (1985). El registro ictiológico de la Cuenca de Cameros ha sido estudiado en los últimos años por Bermúdez-Rochas et al. (2006; 2013) y Bermúdez-Rochas y Poyato-Ariza (en prensa). Por último, los restos fósiles más estudiados de la Cuenca de Cameros son sin duda los de vertebrados, destacando las huellas de dinosaurios. Los trabajos publicados en las últimas décadas sobre la paleoicnología de vertebrados de la Cuenca de Cameros son muy numerosos, por lo que aquí se destacan únicamente artículos de revisión que aportan abundante bibliografía: Moratalla y Sanz (1997); Pérez-Lorente (2002); Hernández et al. (2005-2006); Moratalla y Hernán (2010).

1.5.6.1 - Grupo de investigación de la Universidad Complutense de Madrid

Durante las dos últimas décadas, el grupo de investigación de la Universidad Complutense de Madrid en el que se encuadra esta tesis doctoral ha continuado activamente los trabajos que comenzó a realizar en la Cuenca de Cameros en los años 80. Clemente y Alonso (1990) y Clemente y Pérez-Arlucea (1993) estudiaron la estratigrafía y sedimentología de los depósitos del sector occidental de la Cuenca de Cameros. Mas et al. (1990), Mas y Alonso (1991) y Alonso y Mas (1993) definieron las unidades del borde norte de la cuenca, área de estudio de esta tesis doctoral, y pusieron de relieve la tectónica y el eustatismo como principales controles de la sedimentación en esta zona. Mas et al. (1993; 1994) realizaron una síntesis de la evolución tecto-sedimentaria de la Cuenca de Cameros y enmarcaron su estratigrafía en el ámbito de la estratigrafía secuencial regional definiendo seis secuencias deposicionales que abarcan desde el Titoniense al Albiense inferior.

Martín-Closas y Alonso (1998) estudiaron en detalle la bioestratigrafía de carofitas del sector occidental de la Cuenca de Cameros correlacionando sus datos con los conocidos para el sector oriental y creando un cuadro cronoestratigráfico general para toda la cuenca. Arribas et al., (2002; 2003) añaden algunas variaciones a la estratigrafía del sector occidental de la Cuenca de Cameros, relacionando las características de los sedimentos detríticos de este sector con su contexto paleogeográfico y la evolución tecto-sedimentaria de la cuenca. A partir de todos estos estudios estratigráficos se han realizado algunas revisiones y modificaciones (Mas et al., 2002a; 2002b; 2004; 2011), dando lugar al marco cronoestratigráfico vigente de la Cuenca de Cameros, en el que se distinguen ocho secuencias deposicionales (Fig. 1.5).

Este grupo de investigación también ha desarrollado un modelo de evolución tectónica para la Cuenca de Cameros en base al conocimiento de la estratigrafía y la arquitectura de los depósitos y apoyándose en la interpretación de datos geofísicos (Mas et al., 1993; 2002a; Guimerà et al., 1995; 2004a). En este modelo, la Cuenca de Cameros se habría formado sobre una falla profunda del basamento con una estructura de rellano-rampa-rellano. El contexto extensivo del Cretácico Inferior produjo el desplazamiento progresivo del bloque superior de la falla hacia el sur, lo que generó el espacio de acomodación de la cuenca, produciendo además un desplazamiento progresivo de los depocentros de las diferentes secuencias de relleno hacia el norte (Fig. 1.6). En este modelo, la inversión de la cuenca se produciría mediante un cabalgamiento formado a favor de la zona de debilidad que ofrecen las facies *Keuper* (Fig. 1.7). Recientemente, Omodeo Salé (2014) y Omodeo-Salé et al. (2014) han añadido nuevos datos e interpretaciones para este modelo.

Respecto al metamorfismo de la Cuenca de Cameros, el primer trabajo de este grupo de investigación fue realizado por Casquet et al. (1992), que caracterizaron el metamorfismo como hidrotermal y le asignaron una edad de 108-86 Ma, posterior al relleno de la cuenca. Barrenechea (1994) y Barrenechea et al. (1995; 2000; 2001) estudian los efectos del metamorfismo en la mineralogía de arcillas de los Grs Tera, Oncala y Urbión, concluyendo que las condiciones metamórficas fueron mayores en las áreas con mayor abundancia de niveles de arenisca, debido a su mayor permeabilidad, lo que facilitó el paso de fluidos hidrotermales. Alonso-Azcárate et al. (1995a; 1995b), Alonso-Azcárate (1997) estudiaron, a su vez, las arcillas del Gr Enciso y las abundantes piritas de la Cuenca de Cameros, interpretando las relaciones entre estos minerales y las condiciones diagenéticas o de metamorfismo alcanzadas en diferentes puntos de la cuenca. Alonso-Azcárate et al. (1999a; 1999b; 1999c; 1999d; 2001; 2002) crean un modelo para la formación de las piritas de Cameros bajo condiciones de metamorfismo de bajo grado, así como para el origen de sus diferentes morfologías en función de la sobresaturación de los fluidos hidrotermales y de la litología de la roca caja. Además, Alonso-Azcárate et al. (2005) analizan la mineralogía de arcillas de la Fm Leza (unidad estudiada en esta tesis doctoral), interpretando la presencia local de facies *Keuper* en el área fuente para los sedimentos lutíticos y margosos de esta unidad.

También dentro el grupo de investigación de la Universidad Complutense, Mantilla-Figueroa (1999) y Mantilla-Figueroa et al. (1998; 1999; 2002) estudiaron el metamorfismo en los Grs Oncala y Urbión, obteniendo unas temperaturas máximas más altas en los depósitos más modernos (Gr Urbión), lo que indica unas condiciones de inversión térmica en la cuenca, apoyando la hipótesis de un origen hidrotermal

del metamorfismo. Estos autores describen, además, dos eventos metamórficos diferentes: uno de edad Cretácica, posterior al relleno de la Cuenca de Cameros, y otro del Paleógeno, asociado a la compresión alpina. Más recientemente, otros trabajos del mismo grupo de investigación han identificado los efectos de estos eventos metamórficos en el Jurásico marino (Benito, 2001; Benito et al., 2006), en los cuerpos de arenisca del Gr Urbión (Ochoa, 2006; Ochoa et al., 2007), y en los depósitos del Gr Tera (González-Acebrón, 2010; González-Acebrón et al., 2011; 2012a; 2012b). Por último, Omodeo Salé (2014) ha puesto en común todos los datos sobre el metamorfismo para integrarlos en un modelo de la evolución tectónica y térmica de la cuenca.

En lo que va de siglo XXI la actividad investigadora de este grupo sobre la Cuenca de Cameros se ha diversificado enormemente, abarcando diferentes temáticas aplicadas a diferentes zonas de la cuenca. Benito (2001), Benito y Mas (2002a; 2002b; 2006) y Benito et al. (2001; 2005; 2006) han estudiado la evolución sedimentaria y diagenética de las facies arrecifales de edad Kimmeridgiense que conforman la última etapa de sedimentación del Jurásico marino, inmediatamente anterior al comienzo de la sedimentación sin-rift de la cuenca. Benito et al. (2005) y Benito y Mas (2006) confirman la existencia de pulsos tectónicos kimmeridginenses previos al comienzo de la extensión generalizada de la Cuenca de Cameros en el Titoniense. Estos autores reconstruyen además la paleogeografía previa a dicha extensión, en la que la Cuenca de Cameros era una zona marina somera que conectaba el mar Boreal (al norte) y el Tetis (al sureste). De forma similar, García-Frank (2007) y García-Frank et al. (2008) reconocen actividad tectónica durante el Jurásico Medio en el área de Cameros, un área que contiene sectores con influencia marina boreal y sectores con influencia marina tetisiana.

Otra línea de trabajo importante de este grupo de investigación en los últimos años ha sido el estudio de la procedencia de los materiales detríticos. Arribas et al. (2002; 2003; 2007) analizaron la procedencia del sector suroccidental de la Cuenca de Cameros, relacionando ésta con la evolución tecto-sedimentaria de la cuenca. Najarro (2005) y Najarro et al. (2005) estudiaron la procedencia de los depósitos del Gr Oliván, en el extremo nororiental de Cameros. Ochoa (2006) y Ochoa et al. (2007) estudiaron la procedencia del Gr Urbión. González-Acebrón (2010) y González-Acebrón et al. (2007, 2010a, 2010b) estudiaron la procedencia del Gr Tera. Fernández Díaz (2012) estudió la procedencia de la Fm Escucha al norte del cabalgamiento de Cameros y López-Elorza (2013) la del extremo occidental del Gr Oncala. Un resumen de todos los estudios relativos a la procedencia en la Cuenca de Cameros puede encontrarse en González-Acebrón et al. (2013) y en Arribas et al. (2014).

También en los últimos años, Arribas et al. (2009) y Rodríguez Quiroga (2011) han trabajado sobre las facies “urgonianas” situadas al norte del cabalgamiento de Cameros, modificando algunas interpretaciones previas de Muñoz et al. (1997). Miranda Batalla (2008) ha estudiado la evolución sedimentaria de un sector del Gr Oliván. Sacristán-Horcajada et al. (2011) y Carrasco Castro (2012) han estudiado el registro de cuencas marginales asociadas a la Cuenca de Cameros, y Sacristán-Horcajada et al. (2012) describieron el desarrollo de las primeras fases de la evolución sedimentaria del sector suroccidental de Cameros.

El Gr Oncala, uno de los más potentes del sector oriental de la Cuenca de Cameros ha sido también estudiado recientemente en el marco del proyecto de investigación de la Universidad Complutense por Quijada (2014). Este estudio ha supuesto un gran avance en el conocimiento de esta unidad, pues ha modificado de forma importante algunas interpretaciones de los trabajos que se habían realizado previamente en la unidad (Salomon, 1982a; 1982b; Gómez-Fernández, 1992; Gómez-Fernández y Meléndez, 1994a; 1994b; Meléndez y Gómez-Fernández, 2000). En el caso de los depósitos laminados carbonáticos y carbonático-evaporíticos del Gr Oncala, que habían sido considerados anteriormente como depositados en medios lacustres profundos, Quijada et al. (2013b) los reinterpretan como depositados en amplios pero someros cuerpos de agua perennes de hidroquímica carbonático-sulfática, aportando además criterios prácticos para la interpretación de la profundidad de sedimentación de sedimentos laminados. Quijada et al. (2010; en prensa) reinterpretan también los depósitos siliciclásticos del Gr Oncala como depositados en amplias llanuras fluvio-mareales lateralmente asociadas a los cuerpos de agua carbonático-

sulfáticos. Además, Quijada et al. (2014) abordan el estudio de un tipo particular de brechas carbonáticas que aparecen en el Gr Oncala y que no habían sido estudiadas en detalle previamente, aunque se habían enunciado algunas hipótesis para su origen como *slumps* o como brechas de colapso (p.ej. Salomon, 1982c; Gómez-Fernández, 1992; Mas et al. 2002a). Un estudio detallado de la evolución diagenética y del contexto tecto-sedimentario de estas brechas permite, sin embargo, a Quijada et al. (2014) reinterpretarlas como *tectonic sulphate-flow breccias*, un nuevo tipo de brechas carbonáticas formadas por el flujo de sulfatos debido a esfuerzos tectónicos y por procesos diagenéticos posteriores de reemplazamiento de estos sulfatos. Por último, Quijada et al. (2013a) reconstruyen la paleogeografía de la Cuenca de Cameros durante la sedimentación del Gr Oncala (Berriasiense), destacando el hecho de que para ese momento la influencia marina alcanzó la cuenca procedente de la Cuenca Vasco-Cantábrica, al norte, y quizás también procedente de la Cuenca Ibérica, al sureste.

1.6 - METODOLOGÍA

1.6.1 - Recopilación bibliográfica

El análisis de la bibliografía existente constituye el primer paso de cualquier trabajo científico. Al comienzo de este proyecto de tesis doctoral, se realizó una recopilación y lectura de las principales publicaciones sobre la geología de la Cuenca de Cameros en general y sobre la Fm Leza y sus unidades adyacentes, en concreto. Este trabajo de recopilación y análisis bibliográfico ha continuado a lo largo de todo el desarrollo del proyecto, centrado en las siguientes temáticas:

- La geología de la Cuenca de Cameros y de su contexto geotectónico regional en el ámbito de la Cuenca Ibérica. El apartado 1.5 muestra un resumen de los trabajos consultados sobre esta temática.
- La Fm Leza y las unidades coetáneas y/o adyacentes asociadas con ella en el borde norte de la Cuenca de Cameros (Fm Jubera, Gr Enciso, Jurásico marino, *Keuper*). El apartado 2.2 resume los principales resultados de las publicaciones previas sobre estas unidades.
- El contexto tectónico, sedimentológico y paleogeográfico de las cuencas sedimentarias del norte y del este de la Península Ibérica durante el Barremiense y el Aptiense. En el capítulo 7 se detalla la recopilación bibliográfica realizada a este respecto.
- La sedimentología de cuerpos de agua carbonáticos (lagos, lagos costeros, *lagoones*), tanto de los sedimentos actuales de estos medios como de sus depósitos en el registro geológico. El capítulo 3 incluye las referencias bibliográficas que se han utilizado sobre esta temática.
- La sedimentología de depósitos clásticos, tanto actuales como fósiles, de abanicos aluviales y de *fan deltas*, con referencia concreta a los procesos de transporte gravitacional en masa y a los depósitos de flujos de derrubios (*debris flows*) y flujos hiperconcentrados. El capítulo 3 incluye la bibliografía principal recopilada.
- La geomorfología, sedimentología y ecología de sistemas costeros actuales, haciendo especial hincapié en las diferentes terminologías usadas para éstos y en su posible aplicación a sistemas fósiles (ver apartado 3.2). En concreto, se ha consultado abundante bibliografía sobre los sistemas de humedales costeros actuales, sus características físicas y bióticas y su registro sedimentario (ver apartado 3.2.4).
- La clasificación taxonómica y las implicaciones paleoecológicas de carofitas, algas dasycladales y foraminíferos bentónicos. En el apartado 3.4 se incluyen las principales referencias bibliográficas utilizadas.
- La sedimentología y geomicrobiología de carbonatos microbianos, tanto de ejemplos actuales como de su registro fósil (ver capítulos 4, 5 y 6). En concreto, se ha realizado un análisis bibliográfico más minucioso sobre los estromatolitos, sus procesos de acreción y el significado de su laminación a lo largo de sus casi 3500 millones de años de historia geológica, como se detalla en los capítulos 5 y 6.

1.6.2 - Terminología

A partir del análisis de la bibliografía, en esta memoria de tesis doctoral se ha optado por utilizar una determinada terminología para cada aspecto de la investigación realizada. En los capítulos y artículos de esta memoria se ha intentado explicar la terminología empleada en ellos, especificando su significado concreto mediante la aclaración “*sensu + cita*”, para indicar en qué definición se basa el uso de un término, o en qué sentido se utiliza un concepto determinado. Aun así, merece la pena, en este apartado, hacer una mención general a la terminología empleada en las principales disciplinas abordadas en este trabajo.

En cuanto a la descripción y clasificación petrológica, para las rocas clásticas se ha utilizado la escala Udden-Wentworth de tamaños de grano (Udden, 1914; Wentworth, 1922), ampliada por Folk (1954) y por Blair y McPherson (1999). En los capítulos de esta memoria escritos en castellano se utiliza el término “lutita” para la descripción y clasificación de campo de rocas siliciclásticas con tamaños de grano de limo y/o arcilla. Sin embargo, en los artículos escritos en inglés se utiliza el término “*siliciclastic mudstone*” para estas mismas rocas, diferenciándolas así de las rocas *mudstone* carbonáticas de Dunham (1962). Las facies clásticas han sido clasificadas basándose en los nombres y los códigos propuestos por Miall (1977) y modificados por Waresback y Turbeville (1990) y Horton y Schmitt (1996). Cuando alguna de las facies clásticas estudiadas no se ajustaba a ninguna de las definiciones de estos autores se han creado nombres y códigos nuevos, basados en la misma nomenclatura, cuyo significado exacto se explicará adecuadamente al usarlos en esta memoria.

En la descripción de rocas carbonáticas, los términos “micrita” y “dolomicrita” se aplican al sedimento calcítico o dolomítico, respectivamente, de grano fino, formado por cristales generalmente menores a 4 μm (Tucker, 1987). Para la clasificación de rocas carbonáticas se han utilizado los términos *mudstone*, *wackestone*, *packstone* y *grainstone* de la clasificación de Dunham (1962), basada en la textura deposicional de las rocas y en la presencia o no de matriz micrítica.

Sin embargo, para las microbialitas no se han aplicado las clasificaciones tradicionales de carbonatos (en las que las microbialitas se deberían considerar *boundstones* de Dunham, 1962, o bien *bindstones* o *framestones* de Embry y Klovan, 1971). En esta memoria se utiliza el término “microbialita” (*microbialite*, acuñado por Burne y Moore, 1987) para englobar a todos los depósitos cuyo origen está relacionado con comunidades microbianas bentónicas, pues es el más extendido en la literatura científica, tanto en inglés como en castellano. Puntualmente también se usa el término “carbonatos microbianos” (*microbial carbonates*, acuñado por Riding, 1991a), que es en gran medida sinónimo de “microbialitas”, aunque limita la mineralogía de éstas a carbonatos, que es la más habitual. En cuanto a la clasificación de las microbialitas se usa preferentemente la clasificación más moderna de Riding (2011a), basada en clasificaciones anteriores (Riding, 1991a; Braga et al., 1995; Riding, 2000). Cuando se ha utilizado algún término ajeno a esta clasificación o con un sentido diferente al que en ella se le da, se ha dejado constancia en el texto del origen y significado de la terminología.

En lo que respecta al análisis sedimentológico, se ha seguido en general la metodología y nomenclatura de Collinson (1969). Así, en este trabajo se describen una serie de facies (entendidas como todas las características primarias de una roca sedimentaria, en el sentido original de Gressly, 1838, que Teichert, 1958 recuperó y actualizó), y éstas se agrupan en asociaciones de facies, que son para Collinson (1969) grupos de facies que aparecen comúnmente asociadas y que están relacionadas genéticamente, por lo que a partir de ellas se puede interpretar el medio deposicional en el que se formaron. En esta memoria se utiliza el término “secuencia de facies” como una sucesión concreta de facies en la vertical que se ha observado repetidamente en la unidad estudiada, utilizando el mismo concepto que la “*séquence lithologique*” de Lombard (1956) o la “*facies sequence*” de Teichert (1958). Este concepto ha tenido históricamente otras nomenclaturas como la de “*cycle*” o “*cyclothem*” (p.ej. Duff y Walton, 1962) o la de “*facies succession*” de Walker (1990), pero se ha preferido la denominación de “secuencia de facies” por considerarse la más común actualmente (p.ej. “secuencia granocreciente”, “secuencia de somerización”). Se excluyen, sin embargo, otras connotaciones

que el término “secuencia” pueda tener al usarse a otras escalas (p.ej. Sloss, 1963) o en otras disciplinas como la estratigrafía secuencial (p.ej. Frazier, 1974; Mitchum et al., 1977; Galloway, 1989; Walker, 1992). Cuando las asociaciones de facies estudiadas en este trabajo no mostraban una distribución vertical en secuencias de facies observadas repetidamente, su distribución se ha caracterizado como “*random*”, en inglés, es decir, aleatoria o estocástica. Este tipo de distribuciones verticales de facies son comúnmente contempladas en los tratados de sedimentología (p.ej. Walker, 1984; Dalrymple, 2010).

1.6.3 - Trabajo de campo

El trabajo de campo ha sido la base fundamental de esta tesis doctoral, pues la mayoría de los datos utilizados en ella han sido tomados directamente en el campo. Durante numerosas campañas de campo se han realizado las siguientes actividades en la región estudiada:

1.6.3.1 - Cartografía geológica

Se ha realizado la cartografía geológica detallada de la Fm Leza y de todas las unidades relacionadas con ella a lo largo del sector del borde norte de la Cuenca de Cameros en el que ésta aflora, comprendiendo un área de aproximadamente 500 km² (Figs. 1.1B, 2.4). En campo, los datos cartográficos tomados (trazas de fallas y pliegues, contactos entre unidades, y valores de dirección y buzamiento) se han plasmado sobre ortoimágenes de 2009, con resolución de 1 píxel = 25 cm (obtenidas de la Infraestructura de Datos Espaciales del Gobierno de la Rioja), impresas a escala 1:5.000, así como sobre mapas topográficos a escala 1:5.000 (obtenidos de la Infraestructura de Datos Espaciales del Gobierno de la Rioja) y a escala 1:25.000 (obtenidos del Instituto Geográfico Nacional). Además, la cartografía de campo se ha apoyado también en la fotointerpretación de fotografías aéreas a escala 1:33.000 de la “Serie B del Vuelo Americano” de 1956 y a escala 1:18.000 del “Vuelo Interministerial” de 1977-1983. En las zonas en las que fue necesaria una mayor resolución para la fotointerpretación se realizaron escaneos con alta resolución de los pares estereográficos originales y se imprimieron ampliados para obtener una escala aproximada de 1:10.000.

1.6.3.2 - Realización de columnas estratigráficas

El estudio estratigráfico y sedimentológico de la Fm Leza se ha basado en la realización de 12 columnas estratigráficas completas de esta unidad, realizadas en localidades representativas y con afloramiento continuo (ver más detalle en el apartado 2.4). La caracterización en campo de los diferentes tramos de cada columna se realizó en función de las características litológicas, paleontológicas, texturales, así como de las estructuras sedimentarias y de las geometrías de los cuerpos sedimentarios. Las observaciones se realizaron a escala milimétrica y centimétrica, y la resolución de la medida de los tramos fue decimétrica. La representación de las columnas estratigráficas se realizó a una escala de 1:100, con mayor detalle para tramos concretos con características significativas. El estudio de las microfacies, a partir del análisis petrográfico posterior, permitió mejorar la caracterización de algunos tramos, complementando las observaciones de campo.

1.6.3.3 - Muestreo

A lo largo de las columnas estratigráficas medidas se intentó realizar un muestreo sistemático a intervalos aproximadamente equidistantes, para obtener muestras representativas de todas las facies de la Fm Leza. Además, se muestrearon de forma más selectiva las facies que mostraban un mayor interés por sus características texturales o paleontológicas, haciendo especial hincapié en los carbonatos microbianos. También se han analizado en detalle y muestreado afloramientos parciales de la Fm Leza, diferentes de los usados para medir las columnas estratigráficas. En muchos casos, tras el estudio petrográfico, se realizó

un nuevo muestreo en las facies más interesantes para obtener nuevos datos o mayor detalle. En total se tomaron más de 800 muestras de roca, que han sido todas sigladas y orientadas según la orientación estratigráfica original del estrato del que fueron tomadas.

1.6.3.4 - Medidas de paleocorrientes

Se han tomado 108 medidas de paleocorrientes en los depósitos clásticos de la Fm Leza y de la Fm Jubera, tanto a lo largo de las columnas medidas como en otros afloramientos aislados. Se tomó nota del tipo de estructura sedimentaria a partir del cual se interpretó la paleocorriente, así como de la dirección y el buzamiento de la capa. Las paleocorrientes fueron medidas como una única dirección y sentido en el espacio (en grados sexagesimales) cuando fue posible, pero, comúnmente, el tipo de estructuras sedimentarias observadas en estos depósitos clásticos sólo permitían interpretar un abanico de direcciones y sentidos (ver más detalles en el apartado 3.3.6).

1.6.4 - Trabajo de gabinete

1.6.4.1 - Cartografía geológica

Los datos de campo obtenidos durante las campañas de cartografía geológica han sido digitalizados utilizando el programa ArcGIS 9.3, usando como base ortoimágenes del Plan Nacional de Ortofotografía Aérea (PNOA, Instituto Geográfico Nacional) del año 2006 con resolución de 1 píxel = 25 cm, y ortoimágenes de la Infraestructura de Datos Espaciales del Gobierno de la Rioja del año 2009 con resolución de 1 píxel = 25 cm, así como datos geográficos (ríos, poblaciones, curvas de nivel a equidistancia de 10 m) obtenidos del Instituto Geográfico Nacional. Por otro lado, para la realización de la cartografía geológica se han tenido en cuenta también las cartografías geológicas previas realizadas en algunos sectores del borde norte de la Cuenca de Cameros (Jerez Mir y Esnaola Gómez, 1969; Guiraud, 1983; Pérez Lorente, 1987a; 1987b; Díaz Martínez, 1988; Hernández Samaniego et al., 1990; Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998; Doublet 2004). La comparación entre éstas cartografías y la realizada en esta tesis doctoral ha sido facilitada mediante el uso de un sistema de información geográfica como ArcGIS, que ha permitido la georreferenciación de los mapas previos.

Esta metodología ha permitido obtener una cartografía geológica con una resolución a escala métrica, en la que se han podido plasmar gran cantidad de detalles geológicos (Fig. 1.8). Esta cartografía, fundamental para los trabajos de detalle sobre zonas concretas de unos pocos kilómetros de extensión (Figs. 7.4, 7.9), ha sido, sin embargo, simplificada, por razones de representatividad y de escala, para la presentación del mapa geológico general de esta tesis doctoral (Figs. 2.4-6).

1.6.4.2 - Recopilación cartográfica

También se ha utilizado el programa ArcGIS para la realización de una recopilación de información geológica sobre el Aptiense inferior del norte y del este de la Península Ibérica, lo que ha permitido establecer el contexto paleogeográfico general de la Cuenca de Cameros durante este periodo. Para esta recopilación se han examinado todas las hojas de la serie MAGNA que contuvieran materiales del Cretácico Inferior en el sector nororiental de la Península Ibérica (obtenidas del Instituto Geológico y Minero de España y del Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya), eligiendo las que mostraran afloramientos de depósitos tanto marinos como continentales del Aptiense inferior. Todos estos afloramientos fueron marcados mediante puntos en ArcGIS. Además, se complementó esta base de datos de afloramientos del Aptiense inferior mediante la consulta de trabajos de geología regional (Peybernès, 1976; Mas, 1982; Meléndez, 1983; Salas, 1987; Alonso and Mas, 1988; García-Mondéjar, 1990; Berástegui et al., 2002; García-Senz 2002; Rosales

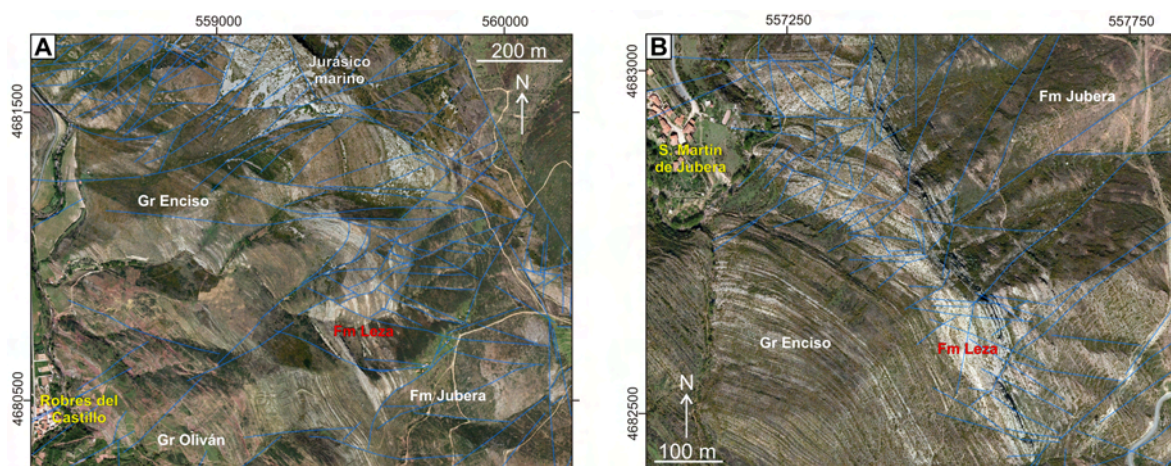


Figura 1.8: Dos ejemplos del detalle con el que se ha realizado la cartografía geológica de todo el área estudiada en esta tesis doctoral. En azul se marcan las fallas reconocidas. Se utilizan coordenadas UTM en metros. Para la presentación del mapa geológico general de la tesis (Figs. 2.4-6) esta cartografía ha sido simplificada por cuestiones de representatividad y de escala. **A:** Sector del borde norte de la Cuenca de Cameros en los alrededores de la localidad de Robres del Castillo (compárese con la Fig. 7.4). **B:** Detalle de la cartografía de los alrededores de la localidad de San Martín de Jubera (compárese con la Fig. 7.9).

et al., 2002; Mas et al., 2002b; 2004; García-Mondéjar et al., 2004; Robador and García-Senz, 2004; González Fernández et al., 2004), y mediante la utilización de datos del subsuelo, tomados de IGME (1987).

1.6.4.3 - Tratamiento gráfico de los datos

El dibujo de las figuras de esta memoria de tesis doctoral y de las de los artículos incluidos en ella se ha realizado mediante el programa CorelDRAW X4. Mediante este programa se han digitalizado también las columnas estratigráficas medidas en el campo. La digitalización de las columnas se realizó a la misma escala (1:100) que el dibujo original realizado en campo, pero éstas se presentan reducidas a escala aproximada 1:200 como anexo a esta memoria. Por otro lado, los programas Corel PHOTO-PAINT X4 y Adobe Photoshop CS4 han sido utilizados para el tratamiento del contraste, saturación, nitidez o enfoque de las fotografías, cuando ha sido necesario. Las imágenes panorámicas de campo han sido realizadas tomando fotografías sucesivas superpuestas y montando éstas mediante el programa de uso libre AutoStitch (www.autostitch.net).

1.6.4.4 - Análisis estadísticos

Las paleocorrientes medidas en campo fueron corregidas según su buzamiento, utilizando proyección estereográfica. Los datos corregidos se trataron mediante el programa PAST (Hammer et al., 2001) para obtener resúmenes gráficos de las paleocorrientes mediante diagramas circulares de “rosas de los vientos” (o histogramas polares). En estos diagramas (ver Figs. 3.13 y 7.8) se muestran las paleocorrientes y la abundancia relativa de éstas.

La clasificación taxonómica de las algas dasycladales encontradas en esta tesis doctoral ha sido también tratada mediante una metodología estadística en colaboración con los paleontólogos Marc Conrad y Nicolaos Carras. Se utilizaron 70 fotografías de microscopio de secciones de algas, obtenidas en 8 localidades distintas. En cada una de estas fotografías se midieron cuatro valores biométricos (ver detalles en Conrad et al., 2008). A estos datos biométricos se les aplicó una metodología de “redes neuronales artificiales” (p.ej., Negnevitsky 2005), usando el programa NeuroXL Classifier (de la empresa AnalyzerXL LLC). Mediante esta metodología el programa agrupa los datos biométricos en clases según su afinidad numérica, de forma que posteriormente se pueden comparar las clases entre sí y comprobar si estadísticamente corresponden a

poblaciones diferentes o no (ver más detalles en Conrad et al., 2008).

En tercer lugar, también se ha realizado un análisis estadístico de espesores de láminas estromatolíticas (ver capítulo 6). Esta metodología se ha aplicado tanto a muestras de estromatolitos de la Fm Leza como a otros ejemplos de estromatolitos. En el caso de los estromatolitos de la Fm Leza se midió el espesor de 192 láminas en 14 muestras diferentes, anotando la microfábrica de cada una de las láminas medidas. Por un lado, todos los valores de espesor de láminas fueron tratados estadísticamente mediante la herramienta “mclust” del programa R (Fraley et al., 2012) para comprobar si el conjunto de los valores correspondía a una población o a la mezcla de varias (ver más detalles en el apartado 4.4 del artículo incluido en el capítulo 6). Por otro lado, se calcularon los espesores relativos de unas microfábricas respecto a otras (basándose en metodologías aplicadas por Komar et al., 1965; Bertrand-Sarfati, 1972; Walter, 1972; Preiss, 1973) para estudiar la relación entre el tipo de laminación que presentan los estromatolitos y el espesor de las microfábricas que lo componen.

En cuanto a otros ejemplos de estromatolitos que no fueran de la Fm Leza, para medir los espesores de las láminas se han utilizado fotografías de estromatolitos al microscopio con buena resolución publicadas en artículos o libros científicos. Por un lado se recopilaron 13 fotografías de estromatolitos aglutinantes en 8 publicaciones diferentes y se midieron los espesores de sus láminas. Para poder comparar estos datos con los de la Fm Leza (ver más detalles en el apartado XX) se utilizó la misma metodología, anotando la microfábrica de las láminas medidas y comparando los espesores relativos de cada microfábrica.

1.6.5 - Trabajo de laboratorio

1.6.5.1 - Obtención de láminas delgadas y secciones pulidas

Este trabajo se ha realizado en el laboratorio de preparación de muestras del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid. En primer lugar, todas las muestras recogidas en el campo fueron cortadas en secciones generalmente paralelas a la orientación estratigráfica original del ejemplar, para encontrar la sección más apropiada para el estudio petrográfico posterior. En algunos casos (fundamentalmente, en el caso de las muestras de microbialitas) se cortaron también secciones perpendiculares a la orientación de la muestra. Las secciones de roca obtenidas se cortaron posteriormente para conseguir pastillas a partir de las cuales realizar láminas delgadas, o se dejaron sin cortar para obtener secciones pulidas. Éstas se realizaron puliendo las secciones elegidas con carborundo de tamaño progresivamente más fino (400, 600 y 800) y cubriendo posteriormente la superficie pulida con “laca”. Con este procedimiento se han realizado aproximadamente 30 secciones pulidas.

A partir de cada una de las pastillas de roca obtenidas de las muestras se realizó al menos una lámina delgada de 30 μm de grosor, de tamaño estándar (46x25 mm), doblemente pulida, sin cubrir y pegada a una temperatura no superior a 60°C con resina termorresistente tipo *Epoxy*, para que pudiera ser estudiada con catodoluminiscencia. Puntualmente, a partir de algunas pastillas se realizaron dos láminas delgadas, una cubierta y otra sin cubrir. El proceso de pulido de las láminas delgadas incluyó, en primer lugar, el uso de carborundo de tamaño progresivamente más fino (400, 600, 800 y 1000) y, en segundo lugar, el uso de alúmina también de tamaño progresivamente más fino (1, 0,3 y 0,05 μm). Gran parte de las láminas delgadas de muestras de microbialitas se realizaron con el mismo proceso pero en un tamaño mayor (50x80 mm), para poder estudiar detalles petrográficos teniendo, a la vez, una visión más general de la estructura y del desarrollo microbiano. En total, se realizaron 74 láminas delgadas de este tamaño, y 779 láminas delgadas del tamaño estándar.

Cuando se ha necesitado una distinción detallada de la mineralogía de los carbonatos en las láminas delgadas, éstas han sido teñidas parcialmente usando el método de Dickson (1966), perfeccionado por Lindholm y Finkelman (1972). Este método consiste en la tinción de la lámina delgada con una solución de 1 g de alizarina roja S y 5 g de ferricianuro potásico en 1 litro de ácido clorhídrico diluido al 0,2%. La

alizarina roja S permite diferenciar entre calcita y dolomita y el ferricianuro potásico permite diferenciar cualitativamente entre un contenido alto o bajo en hierro en estado ferroso.

1.6.5.2 - Estudio petrográfico

Todas las láminas delgadas han sido estudiadas mediante microscopía óptica convencional para identificar los componentes y las texturas de las muestras recogidas en el campo, paso indispensable para la correcta interpretación de los procesos sedimentarios que dieron lugar a las rocas estudiadas, así como la interpretación de los paleoambientes en los que éstas se depositaron. Con este fin, se utilizaron tres microscopios petrográficos de polarización y una lupa binocular en el laboratorio de microscopía del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid:

- *Microscopio de polarización Nikon Eclipse E400POL*, con objetivos de 1x, 2x, 4x, 10x y 20x y oculares de 10x. Éste ha sido el microscopio más utilizado para el estudio de microfacies. Para obtener fotografías se ha acoplado al microscopio una cámara digital Nikon Coolpix 5000.

- *Microscopio de polarización Nikon Eclipse LV100NPOL*, con objetivos de 1x, 5x, 10x, 20x y 40x, oculares de 10x y una cámara digital acoplada Nikon D7100. Este microscopio se ha utilizado para observar detalles de las láminas delgadas con mayor aumento y para obtener fotografías de mayor resolución.

- *Lupa binocular Leica M80* con un objetivo acromático plano acoplado de 0,8x, con aumento variable entre 0,75x y 6x, con oculares de 10x y con una cámara Leica DFC295 acoplada. Esta lupa se ha utilizado para obtener una visión general de la estructura, textura o laminación de una lámina delgada con menor aumento que con el microscopio. Ha sido especialmente útil en láminas delgadas grandes de microbialitas.

Además del estudio petrográfico general en el Departamento de Estratigrafía de la UCM, se han realizado estudios petrográficos sobre aspectos concretos de esta tesis doctoral durante estancias breves en otros centros de investigación. En la Universidad de Tennessee, Knoxville se estudió en detalle junto al Dr. Robert Riding la laminación de los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza. En el CEREGE (Aix-en-Provence, Francia) se pudo comparar petrográficamente las láminas delgadas de microbialitas de la Fm Leza con la colección de la Dra. Claire Searid de láminas delgadas de microbialitas eocenas de la Fm Green River de Estados Unidos (ver Searid et al., 2013) y con la colección del Dr. Gilbert Camoin de láminas delgadas de microbialitas de la Fm El Molino (Cuenca de Potosí, Bolivia) del Cretácico Superior (ver Camoin et al., 1997). En el Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines de la Universidad de Barcelona se estudiaron petrográficamente junto al Dr. Carles Martín-Closas las carofitas de la Fm Leza. En el Departament de Geologia de la Universidad Autònoma de Barcelona se estudiaron petrográficamente junto a la Dra. Esmeralda Caus los foraminíferos bentónicos de la Fm Leza. Además, se pudieron comparar las microfacies y los componentes micropaleontológicos de la Fm Leza con la colección de láminas delgadas de la tesis doctoral del Dr. Josep M. Bernaus en la Fm Prada (Cuenca de Organyà, Pirineos), unidad con sedimentación carbonática marina y costera aproximadamente coetánea con la Fm Leza (ver Bernaus et al., 2003).

1.6.5.3 - Catodoluminiscencia

Algunas de las láminas delgadas han sido también estudiadas con catodoluminiscencia para discernir los caracteres originales sedimentarios de los caracteres diagenéticos, para identificar procesos deemplazamiento, recristalización y cementación, o para diferenciar si los microfósiles observados eran retrabajados. En concreto, esta técnica ha sido especialmente útil para identificar los componentes de las muestras de la Fm Leza (p.ej. bioclastos y oolitos) procedentes de la erosión de los carbonatos del Jurásico marino y diferenciarlos de los componentes carbonáticos intracuencales.

La catodoluminiscencia consiste en el bombardeo de la superficie de la lámina delgada mediante un haz de electrones, lo que produce una emisión de luz por parte de los materiales bombardeados. Esta luz emitida es diferente en función de la composición y de la estructura de los minerales. Por esta razón, las diferencias en la luminiscencia de los minerales de una lámina delgada permiten estudiar su composición o su origen (Miller, 1988; Machel et al., 1991).

Para esta técnica se ha utilizado el equipo de catodoluminiscencia del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid, que consiste en un microscopio de polarización Nikon Labophot-POL con objetivos de 5x, 10x y 20x, y oculares 10x, al que se ha acoplado un aparato de catodoluminiscencia fría CITL MK4, que se usó con intensidades de 300-500 μ A, voltajes de 20-25 Kv y condiciones de vacío de 0.2-0.3 Torr. Para la realización de fotografías se acopló al microscopio una cámara digital Nikon Coolpix 5000.

1.6.5.4 - Microscopía electrónica de barrido

Se ha utilizado microscopía electrónica de barrido tanto en láminas delgadas pulidas, para identificar zonados en la calcita o para diferenciar entre calcita y dolomita, como en cortes frescos y naturales de muestras, para intentar identificar estructuras microbianas originales en microbialitas. Esta técnica consiste en hacer incidir un delgado haz de electrones acelerados sobre una muestra opaca a los electrones. Este haz se focaliza sobre la superficie de la muestra, realizando un barrido de la misma mediante trayectorias paralelas.

Para las láminas delgadas se ha trabajado con la modalidad de electrones retrodispersados, que son los electrones del haz incidente que han sido reflejados al colisionar con los átomos de la muestra. La intensidad de estos electrones retrodispersados varía en función del número atómico medio de cada fase mineral, por lo que mediante este método se pueden identificar los distintos minerales. Además, se pueden realizar análisis químicos semicuantitativos utilizando el espectro de rayos X emitidos por la muestra (Fairchild et al., 1988). Para esta técnica se han utilizado los microscopios JEOL JSM 6400 del Centro Nacional de Microscopía Electrónica (UCM) y JEOL JSM 820 del Centro de Asistencia a la Investigación de Técnicas Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid.

Para los cortes frescos tridimensionales de roca se ha utilizado la modalidad de electrones secundarios, que son los emitidos por los propios átomos de la muestra tras la colisión del haz incidente. La intensidad de estas emisiones de electrones secundarios varía en función del ángulo que forma el haz incidente con la superficie del material, por lo que se genera una imagen topográfica del relieve de la muestra (Trewin, 1988). Esta técnica se ha realizado en el microscopio JEOL JSM 820 del Centro de Asistencia a la Investigación de Técnicas Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid. Los resultados de esta técnica han sido negativos, pues en las muestras utilizadas no se ha observado ninguna estructura microbiana original. Pese a que en las muestras se observaban abundantes filamentos y otras estructuras microbianas bajo el microscopio óptico, en el microscopio electrónico de barrido sólo se distinguieron morfologías cristalinas inorgánicas, probablemente debido a los importantes procesos de cementación, dolomitización y/o recristalización que han afectado a estas rocas durante su enterramiento y su posterior exhumación.

Capítulo 2



Capítulo 2. LA FORMACIÓN LEZA: RETOS Y RESULTADOS

ÍNDICE

2.1 - INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS PARCIALES DEL CAPÍTULO

2.2 - ANTECEDENTES SOBRE LA FM LEZA Y EL BORDE NORTE DE LA CUENCA DE CAMEROS

2.2.1 - Problemáticas principales que plantea el estudio de la Fm Leza

2.3 - RESULTADOS CARTOGRÁFICOS

2.3.1 - Principales sectores del mapa geológico

2.3.2 - Características generales de las unidades cartografiadas

2.3.3 - Rasgos tectónicos generales del área de estudio

2.3.4 - Litosomas de la Fm Jubera y la Fm Leza

2.4 - RESULTADOS ESTRATIGRÁFICOS

2.4.1 - Columnas estratigráficas

2.4.2 - Evidencias de influencia marina

2.4.3 - Implicaciones cronoestratigráficas

2.5 - CONCLUSIONES PARCIALES DEL CAPÍTULO

2 - LA FORMACIÓN LEZA: RETOS Y RESULTADOS

2.1 - INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS PARCIALES DEL CAPÍTULO

La Formación Leza es una unidad fundamentalmente carbonática, con un contenido variable (y localmente muy significativo) de rocas detríticas y de rocas originalmente evaporíticas (hoy en día preservadas como pseudomorfos de los minerales originales), que aflora únicamente en el sector más septentrional del borde norte de la Cuenca de Cameros (Fig. 2.1). La Fm Leza es el objetivo fundamental de estudio de esta tesis doctoral, pero como ésta se encuentra íntimamente relacionada con las unidades adyacentes (Grupo Enciso y Formación Jubera), éstas serán también tratadas parcialmente a lo largo de esta memoria. Los objetivos principales de este capítulo son:

a) Resumir los trabajos previos realizados sobre la Fm Leza y sobre el contexto geológico del borde norte de la Cuenca de Cameros, con la finalidad de enmarcar las problemáticas generales que se afrontan en esta investigación.

b) Mostrar los principales resultados cartográficos y estratigráficos de esta tesis doctoral, indicando los nuevos datos que estos resultados aportan y las interpretaciones que se pueden obtener a partir de ellos en cuanto a la edad de la unidad, sus relaciones estratigráficas con las unidades adyacentes y la influencia marina en su sedimentación.

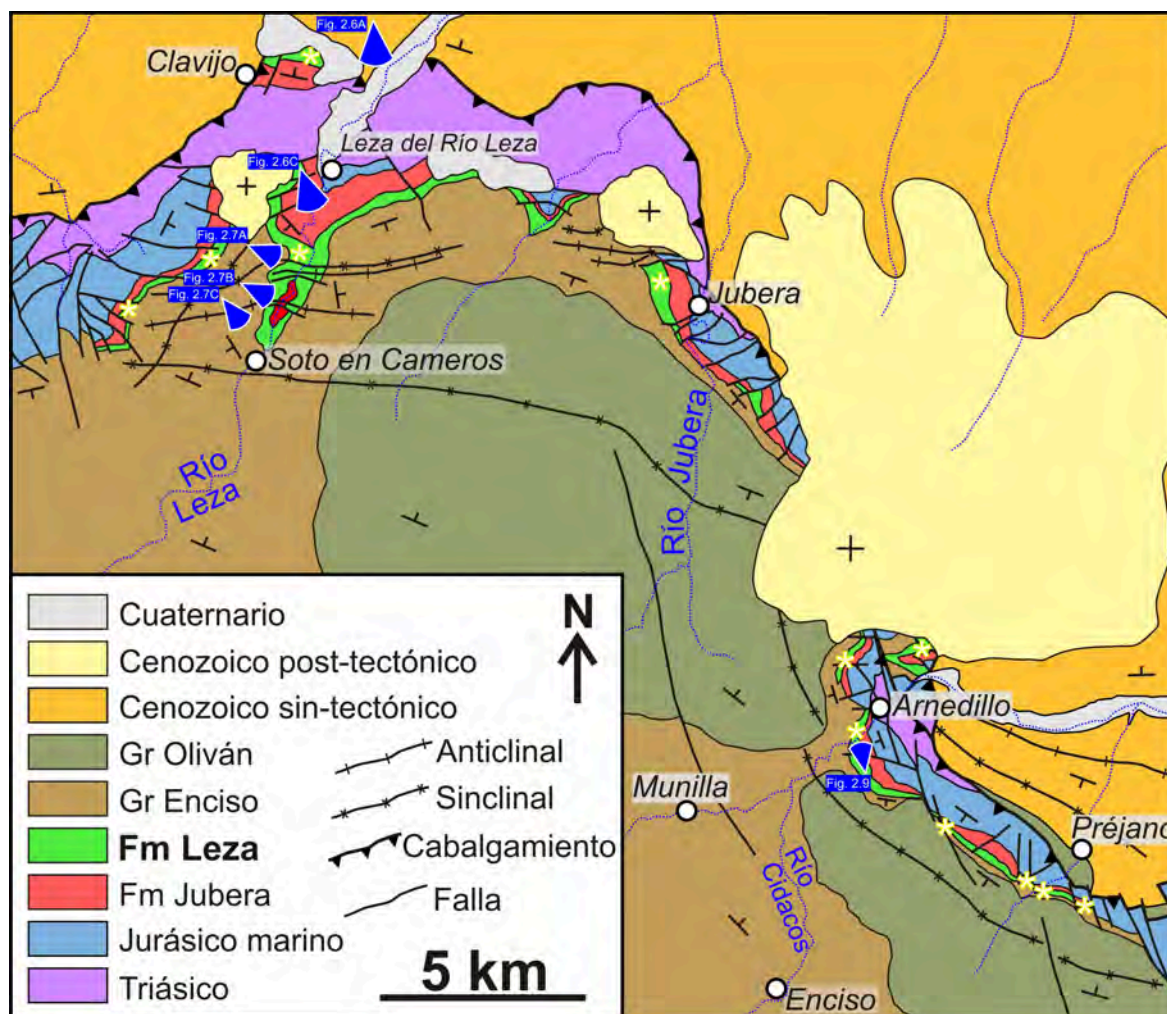


Figura 2.1: Mapa geológico sintético del área de estudio de esta tesis doctoral, localizado en el borde norte de la Cuenca de Cameros (ver Fig. 1.4). En este mapa se observan los principales afloramientos de la Fm Leza, divididos en dos grandes sectores: el sector oriental, que abarca los valles de los ríos Leza y Jubera, y el sector occidental, en el área del valle del río Cidacos. Modificado de Suarez-Gonzalez et al. (2015). Se han señalado en azul oscuro las localizaciones de las panorámicas incluidas en este capítulo. Los asteriscos blancos marcan los puntos en los que se han levantado columnas estratigráficas de la Fm Leza (ver Figs. 2.13 y 2.14).

2.2 - ANTECEDENTES SOBRE LA FM LEZA Y EL BORDE NORTE DE LA CUENCA DE CAMEROS

El primer uso del término “Formación Leza” como unidad litoestratigráfica aparece en dos resúmenes de congresos (Mas et al., 1990; Mas y Alonso, 1991), y esta unidad es estudiada parcialmente, por primera vez con ese nombre, en Alonso y Mas (1993). Sin embargo, en publicaciones previas a estos trabajos pueden encontrarse algunas menciones y estudios parciales de los depósitos hoy conocidos como Fm Leza.

Palacios y Sánchez (1885) fueron probablemente los primeros en mencionar en un trabajo geológico los materiales de la Fm Leza y su contexto regional. Para ellos, el borde norte de la Cuenca de Cameros estaba conformado por la intersección de dos fallas perpendiculares entre sí: una de dirección SO-NE, que une el sector de Torrecilla en Cameros con el sector de Clavijo, y otra con dirección aproximada NO-SE, que corresponde aproximadamente a todo el borde nororiental de la Cordillera Ibérica (Fig. 1.2). Palacios y Sánchez (1885, p. 17) señalan que en la intersección de estas dos fallas, en la proximidad de Leza del Río Leza se encuentra un gran espesor de conglomerados (la actual Fm Jubera) que van dejando paso gradualmente hacia arriba en la serie a potentes bancos de caliza (la actual Fm Leza). En cuanto a la parte oriental del área de estudio de esta tesis, Palacios y Sánchez (1885, pp. 15-16) describen en la zona de Enciso y Munilla la alternancia de areniscas, margas y calizas que hoy se denomina Gr Enciso, y describen cómo, avanzando hacia el norte por el río Cidacos, antes de llegar a Arnedillo, estos materiales presentan un brusco pliegue sinclinal cuyo flanco norte (Fms Jubera y Leza) se apoyan directamente sobre el Jurásico marino, siguiéndose en dirección sureste hasta la localidad de Préjano (Fig. 2.1).

Más adelante, Sánchez Lozano (1894) trató con mayor detalle los depósitos de la actual Fm Leza en su estudio geológico de la provincia de Logroño. Este autor realiza una de las primeras descripciones de los materiales de esta unidad, diferenciado una “zona D” del *weald*, desarrollada principalmente en los términos municipales de Munilla y de Soto en Cameros y que, con unos 150 metros de espesor, estaría formada por “calizas de grano fino (...) y color gris oscuro o negro (...), a veces silíceas, arcillosas o carbonosas, con frecuencia fétidas (...), dispuestas en bancos de espesor variable hasta de dos metros” en los que menciona la presencia de gasterópodos (pp. 251-252). Mallada (1904) en su explicación de los materiales cretácicos del Mapa Geológico de España utiliza la mayoría de observaciones realizadas por Palacios y Sánchez (1885) y por Sánchez Lozano (1894), destacando que yendo hacia el sur, tanto por el río Leza como por el río Cidacos, los potentes bancos carbonáticos del borde norte (Fm Leza) presentan cada vez más intercalaciones de areniscas y arcillas, estando en continuidad con los materiales arenosos, margosos y carbonáticos hoy conocidos como Gr Enciso (pp. 229-232).

No se han encontrado trabajos de la primera mitad del siglo XX en los que se estudien los materiales de la Fm Leza, aunque sí se realizaron algunos trabajos sobre la estructura y la tectónica del borde norte de la Cuenca de Cameros (p.ej. Olagüe, 1935; 1936, ver apartado 1.5.2). El siguiente trabajo relevante es el de Tischer (1966a), que analizó el relleno sedimentario del sector oriental de la Cuenca de Cameros, definiendo los cinco grupos litoestratigráficos cuyos nombres todavía se siguen utilizando hoy en día (Tera, Oncala, Urbión, Enciso y Oliván).

Tischer (1966a) definió el Gr Enciso como una alternancia de margas, limos, calizas y areniscas que hacia el borde norte de la cuenca, en el sector de Soto en Cameros, pasa a una sucesión de calizas masivas (la actual Fm Leza), que se continúa a lo largo del borde norte hasta la localidad de Arnedillo (p. 148). En el borde norte, Tischer (1966a) realizó dos columnas estratigráficas, una en el sector de Arnedillo y otra en el de Jubera, encontrando en ambas, bajo dichas calizas masivas, una potente sucesión conglomerática (la actual Fm Jubera) que interpreta como perteneciente al Gr Tera y localmente, en su parte superior, al Gr Urbión (Tabla 38 de Tischer, 1966a).

Kneuper-Haack (1966), por su parte, estudió los ostrácodos de la Cuenca de Cameros, asignando una edad Kimmeridgiense-Valanginiense a todo el relleno de la cuenca. En este marco bioestratigráfico, el Gr Enciso de Tischer (1966a) tenía una edad Berriasiense (Fig. 2.2). Kneuper-Haack (1966) estudió

también la paleoecología de los ostrácodos de la cuenca, señalando la presencia de ostrácodos de medios costeros de salinidad salobre en el Gr Enciso en general, así como en los depósitos de este grupo hoy conocidos como Fm Leza en la columna estratigráfica de Arnedillo (ver apartado 3.4.3 de esta memoria para más información). Brenner y Wiedmann (1975) y Brenner (1976) confirman, posteriormente, la presencia de ostrácodos salobres en el Gr Enciso, pero modifican las dataciones de Kneuper-Haack (1966), considerando que la edad del Gr Enciso es fundamentalmente Hauteriviense-Barremiense superior, aunque consideran que puede incluir localmente parte del Valanginiense superior (Fig. 2.2).

Jerez Mir y Esnaola Gómez (1969) realizan para el IGME la cartografía a escala 1:50.000 y el estudio geológico detallado de la provincia de Logroño. Coinciden con Tischer (1966a) en considerar los depósitos de la actual Fm Leza como una facies de calizas masivas dentro del Gr Enciso, presente sólo en el borde norte de la Cuenca de Cameros. Estos autores señalan que esta calizas son localmente “pisolíticas” (oncolíticas) y que gradualmente hacia el sur presentan más abundancia de intercalaciones de margas y areniscas, pasando lateralmente a las facies más comunes del Gr Enciso (p. 48). Por debajo de estas calizas masivas que corresponderían a la Fm Leza, Jerez Mir y Esnaola Gómez (1969) describen los depósitos clásticos (actual Fm Jubera) que Tischer (1966a) consideraba pertenecientes al Gr Tera y, parcialmente al Gr Urbión. Sin embargo, estos autores señalan la dificultad de datación o correlación de los depósitos de la actual Fm Jubera, por lo que dejan su asignación litoestratigráfica abierta, considerando que pueden pertenecer tanto al Gr Tera como al Gr Oncala o al Gr Urbión (pp. 47, 88). Por otra parte, la cartografía realizada por Jerez Mir y Esnaola Gómez (1969) presenta mucho más detalle que la cartografía de Tischer (1966a) llegando a mostrar, probablemente por primera vez, una serie de fallas en el borde norte de la Cuenca de Cameros, que afectan al Jurásico marino y que controlan los espesores de los depósitos actualmente considerados como Fms Jubera y Leza.

El siguiente trabajo en el que se mencionan los depósitos de estas unidades del borde norte es Salomon (1982a), que creó un nuevo marco crono y litoestratigráfico para la Cuenca de Cameros. Salomon (1982a) considera que el Gr Enciso forma parte de su *Stade III*, que data como Valanginiense inferior (Fig. 2.2). Los depósitos de la actual Fm Leza no son tratados por Salomon (1982a) de forma homogénea como una única unidad litoestratigráfica. En el valle del río Leza, Salomon (1982a, en sus figuras 131 y 161) cartografía estos depósitos carbonáticos masivos como correspondientes al *Stade III* (Gr Enciso de Tischer, 1966a), interpretándolos como lacustres y describiendo que cambian lateralmente a las facies más características del Gr Enciso en los alrededores de Soto en Cameros (p. 164). Sin embargo, en los valles del río Jubera y Cidacos, Salomon (1982a, en sus figuras 90, 91, 129 y 130) considera que los carbonatos lacustres de la parte superior de lo que hoy se considera Fm Leza pertenecerían al *Stade III* (cambiando también lateralmente a las facies del Gr Enciso, p. 162), mientras que los carbonatos lacustres de la parte inferior de la Fm Leza, junto con los conglomerados de la actual Fm Jubera, pertenecería al *Stade I*, de edad Kimmeridgiense-Berriasiense (equivalente Gr Tera de Tischer, 1966a). Por el contrario, Salomon (1983a, en sus figuras 4 y 5) consideró posteriormente que toda la sedimentación del borde norte de la Cuenca de Cameros tuvo lugar en las últimas etapas de relleno de la cuenca (datadas como Valanginiense inferior), e interpretó las facies del Gr Enciso como lacustres en la base y salobres a techo, por la presencia de ostrácodos oligohalinos (p. 404).

Guiraud (1983) realizó su tesis doctoral en la estructura general de la Cuenca de Cameros y en la sedimentología del Gr Enciso. Guiraud (1983) utiliza el esquema cronoestratigráfico de Salomon (1982a), considerando el Gr Enciso como Valanginiense inferior, aunque posteriormente Guiraud y Seguret (1985) utilizan también las dataciones de Brenner (1976) y parecen darle prioridad a éstas últimas. Así pues, Guiraud y Seguret (1985) consideran en el esquema litoestratigráfico de la Cuenca de Cameros (su Figura 2) que el Gr Enciso abarca desde el Valanginiense superior al Barremiense inferior.

Guiraud (1983) considera los depósitos de la Fm Leza como una única unidad, presente a lo largo del borde norte de la Cuenca de Cameros, más en concordancia con las observaciones de Sánchez Lozano (1894), Tischer (1966a) y Jerez Mir y Esnaola Gómez (1969), que con las de Salomon (1982a). Guiraud

(1983) es, además, el primero en asignar a estos depósitos un nombre litoestratigráfico informal: *série Soto*, perteneciente al Gr Enciso. Asimismo, considera los conglomerados infrayacentes (la actual Fm Jubera) como la *série Leza*, asignándola al Gr Urbión de Tischer (1966a). En el valle del río Leza, Guiraud (1983) describe con detalle el cambio lateral de facies entre las calizas masivas de la actual Fm Leza, al norte, y los depósitos del Gr Enciso, al sur, (ver sus figuras 39, 40 y 41) e interpreta el medio deposicional de la Fm Leza en esta área como lacustre con abundante alteración palustre (pp. 60-64). Por otro lado, en el sector de Arnedillo (valle del río Cidacos), Guiraud (1983) también correlaciona los depósitos del Gr Enciso con los de la actual Fm Leza, y describe en éstos por primera vez la presencia de algas dasycladales y de estromatolitos. La interpretación sedimentológica que da Guiraud (1983) para la Fm Leza en Arnedillo incluye los siguientes medios sedimentarios: lacustre, “bahía interdistributaria”, llanura mareal y *sabkha* (pp. 56-60). Además, Guiraud (1983) corrobora la existencia de varios géneros de ostrácodos de medios costeros salobres en el Gr Enciso y en la Fm Leza del valle del río Cidacos (pp. 70-75; ver más información en el apartado 3.4.3 de esta memoria).

Dadas estas interpretaciones locales de la Fm Leza (lacustre en el sector occidental y marino-costero en el sector oriental), la interpretación sedimentológica general de la unidad plantea para Guiraud (1983) un “problema importante” (pp. 66 y 80), debido a la dificultad de relacionar paleogeográficamente estos dos sistemas deposicionales. Guiraud (1983) expresa también la problemática de la nomenclatura aplicada a algunos de los medios sedimentarios que interpreta. En concreto, los medios acuáticos costeros salobres y de salinidad variable de la Fm Leza, Guiraud (1983) los clasifica como “bahías interdistributarias”, pese a que él mismo reconoce la ausencia de depósitos de canales fluviales importantes, (tanto en el Gr Enciso como en la Fm Leza), que pudieran representar los “canales distributarios” de un delta, lo que hace que el término “bahías interdistributarias” sea meramente tentativo (p. 55).

Aguirrezabala et al. (1985) estudian la sedimentología del Gr Enciso en el extremo oriental de la Cuenca de Cameros y destacan que mientras la base del Gr Enciso presenta características lacustres, hacia techo aparecen repetidamente niveles de moluscos salobres muy extensos lateralmente, intercalados con los niveles de moluscos de agua dulce, lo que sugiere, para estos autores, esporádicas pero repetitivas incursiones marinas en una zona de extensas llanuras costeras (pp. 121-122). La presencia de moluscos salobres en el sector oriental del Gr Enciso también ha sido señalada por Delvene y Munt (2011; 2013).

Schudack (1987) utiliza fundamentalmente carofitas y en menor medida ostrácodos para refinar las dataciones previas realizadas en la Cuenca de Cameros. Para este autor la edad del relleno de la cuenca es Kimmeridgiense-Aptiense y, aunque no estudia los depósitos de la actual Fm Leza, data el Gr Enciso como Barremiense (Fig. 2.2).

Pérez Lorente (1987a) cartografió el borde norte de la Cuenca de Cameros e interpreta las diferentes fases de la compresión alpina en esta zona. Utilizó los datos publicados previamente para considerar los depósitos de la Fm Jubera como pertenecientes al Gr Tera y parcialmente al Gr Urbión, asignándoles una edad Malm. Los depósitos de la Fm Leza los consideró como continentales, de edad Hauteriviense y pertenecientes al Gr Enciso. Díaz Martínez (1988) cartografió con más detalle el borde norte de la Cuenca de Cameros en el sector del río Jubera, describiendo una serie de fallas “normal-direccionales” que afectaron al sustrato Jurásico marino de la cuenca, controlando la sedimentación de los depósitos del Cretácico inferior en esta zona. Díaz Martínez (1988) divide estos depósitos en varios ciclos sedimentarios, de forma que las actuales Fms Jubera y Leza pertenecerían al Ciclo 1 y corresponderían a depósitos de abanicos aluviales y “zonas palustres y lacustres”, respectivamente, que están relacionados lateralmente entre sí.

Hernández Samaniego et al. (1990) realizaron el estudio geológico de la hoja 242 - Munilla del Mapa Geológico Nacional (serie MAGNA), en la que se encuadra la mayoría del borde norte de la Cuenca de Cameros y del área de estudio de esta tesis doctoral. Estos autores realizan una nueva división litoestratigráfica de la zona, correlacionándola con los cinco grupos clásicos de Tischer (1966a). Los depósitos clásticos que se apoyan sobre el Jurásico marino en el borde norte de la cuenca (actual Fm Jubera) son denominados informalmente por Hernández Samaniego et al. (1990) como *Unidad de Leza-Jubera*,

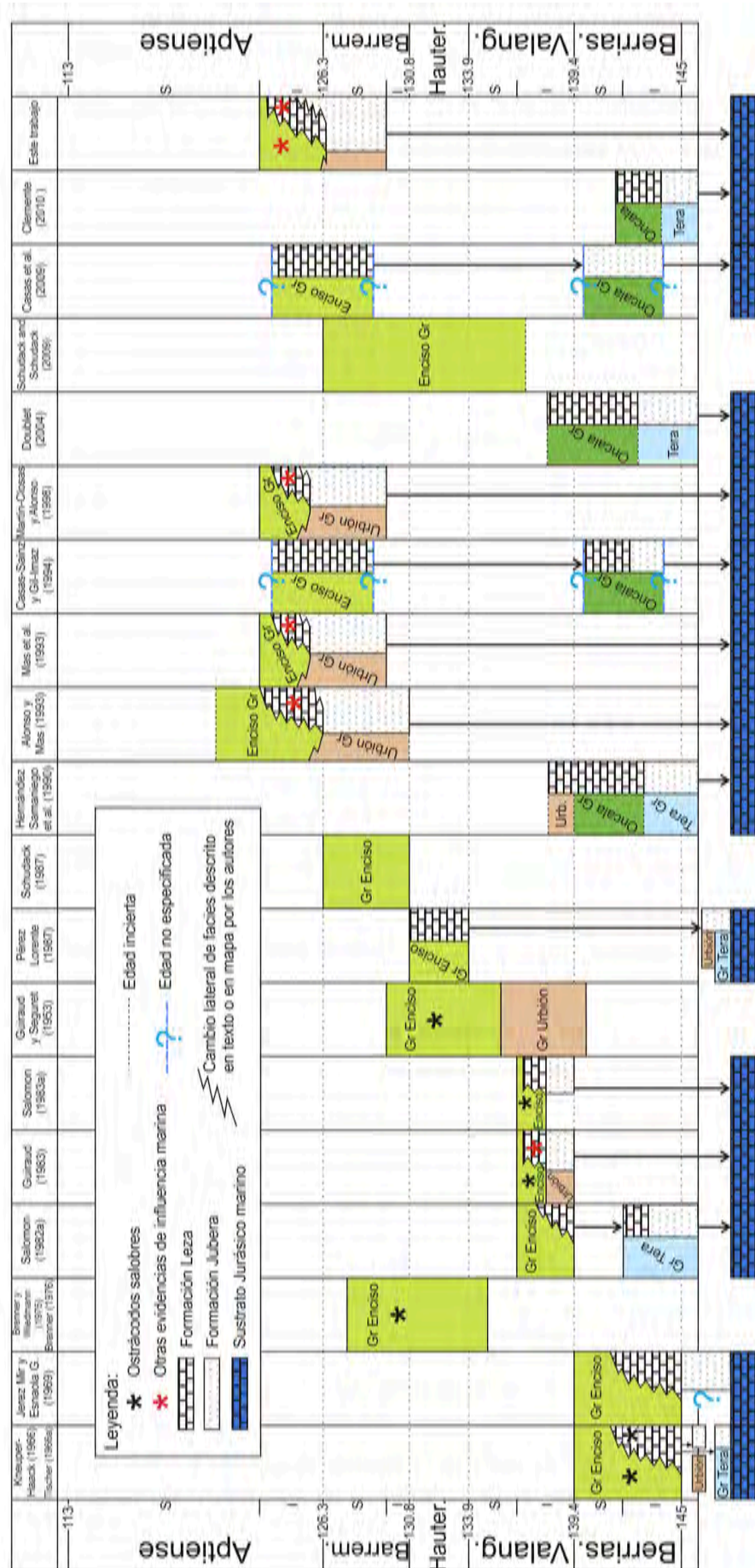


Figura 2.2: Cuadro comparativo de las diferentes interpretaciones cronoestratigráficas y litoestratigráficas dadas en la bibliografía para el borde norte de la Cuenca de Cameros. Se dibuja cambio lateral de facies entre unidades únicamente cuando los autores lo describen en el texto o lo dibujan en un mapa. Cuando los autores no describen cambio lateral de facies, pero asignan una formación a un grupo litoestratigráfico, se ha marcado con una línea vertical. Si los autores asignan las formaciones a grupos litoestratigráficos sin especificar la edad de éstos, se han asumido las edades de los grupos usadas en este trabajo y se ha marcado con interrogación. La geocronología del Cretácico Inferior está tomada de Ogg y Hinnov (2012). Modificado de Suarez-Gonzalez et al. (2013).

que datan como Kimmeridgiense-Berriasiense y que asignan, siguiendo parcialmente a Tischer (1966a), al Gr Tera. Por otro lado, Hernández Samaniego et al. (1990, p. 17) consideran que los carbonatos (la actual Fm Leza) suprayacentes a esta unidad clástica del Gr Tera, deben pertenecer al Gr Oncala, basándose en que Tischer (1966a) definió el Gr Tera como una unidad fundamentalmente siliciclástica seguida por el Gr Oncala, predominantemente carbonático. Sin embargo, estos autores pasan por alto el hecho de que el propio Tischer (1966a) realizó esta diferenciación en la zona sur de la Cuenca de Cameros oriental, mientras que en la zona norte no consideró la existencia de depósitos del Gr Oncala, sino que señaló un cambio lateral entre el Gr Enciso y las calizas masivas del borde norte (la actual Fm Leza). De esta forma Hernández Samaniego et al. (1990) son los primeros investigadores en no considerar los depósitos de la Fm Leza como equivalentes laterales de los del Gr Enciso (Fig. 2.2), contrariamente a la opinión expresada en todos los trabajos previos.

Los depósitos fundamentalmente carbonáticos conocidos actualmente como Fm Leza son tratados por Hernández Samaniego et al. (1990) como dos unidades diferentes. La mayor parte de estos depósitos es denominada informalmente por estos autores como *Unidad de Río Leza*, compuesta por calizas, calizas oncolíticas y margas, que interpretan como depósitos lacustres someros y que datan como Berriasienses, en base a la presencia de un taxón de ostrácodos y dos de carofitas, todos con determinaciones taxonómicas inciertas o no confirmadas. La parte superior de los depósitos hoy conocidos como Fm Leza es denominada informalmente por Hernández Samaniego et al. (1990) como *Unidad de Larriba*, formada por calizas, areniscas y lutitas. En las calizas los autores destacan la presencia de oncolitos, gasterópodos, ostrácodos, “algas”, laminación estromatolítica, porosidad fenestral, grietas de desecación, brechificaciones, cantos negros y huellas de raíces. En esta unidad Hernández Samaniego et al. (1990) no describen fósiles, asignándole una edad Valanginiense y relacionándola con el Gr Urbión de Tischer (1966a), pese a que el propio Tischer (1966a) no identificó la presencia significativa del Gr Urbión en el borde norte de la cuenca, salvo parcial y localmente en los depósitos de la Fm Jubera.

Miegebielle et al. (1991) realizan un estudio tectónico del borde norte de la cuenca en el que realizan cartografías y cortes geológicos locales en las zonas de Torrecilla en Cameros, Jubera y Arnedillo. Estos autores utilizan el esquema litoestratigráfico de Guiraud (1983), por lo que consideran que los depósitos de la Fm Jubera pertenecen al Gr Urbión y los de la Fm Leza al Gr Enciso. En sus interpretaciones tectónicas de la cartografía, Miegebielle et al. (1991) señalan la existencia de una fracturación extensional que controló la sedimentación del Jurásico medio y superior marino, así como del Cretácico inferior (Grs Urbión y Enciso, que consideran de edad Valanginiense inferior, utilizando a Salomon, 1982a).

A comienzo de los años 90, Mas et al. (1990) y Mas y Alonso (1991) unificaron los diferentes criterios litoestratigráficos previos respecto a los depósitos del borde norte de la Cuenca de Cameros, mediante dos comunicaciones en congresos. Mas et al. (1990) utilizan por primera vez los nombres de Fm Jubera y Fm Leza, aplicándolos a los depósitos clásticos y carbonáticos, respectivamente, suprayacentes al Jurásico marino en el borde norte de la cuenca. Mas et al. (1990) consideran que la Fm Jubera representa depósitos de abanicos aluviales y pertenece al Gr Urbión, mientras que la Fm Leza representa depósitos lacustres y pertenece al Gr Enciso. En este trabajo se señala también el control ejercido por las fallas extensionales en la sedimentación de ambas unidades, que se consideran relacionadas lateralmente entre sí. Estos autores utilizan el marco cronoestratigráfico propuesto por Guiraud y Seguret (1985) y consideran ambas unidades parte del ciclo Valanginiense-Barremiense. Mas y Alonso (1991) consideran, sin embargo, que ambas unidades pertenecen a una secuencia sedimentaria de edad Barremiense-Aptiense. En este nuevo trabajo se detalla algo más la sedimentología de la Fm Leza y se destaca la influencia marina durante su sedimentación, interpretada por la presencia de algas dasycladales y de foraminíferos bentónicos, siendo la primera mención de éstos en la Fm Leza.

Todas estas interpretaciones se detallaron y precisaron posteriormente en el artículo Alonso y Mas (1993), en el que se diferenciaron seis litosomas diferentes de las Fms Jubera y Leza, individualizados por fallas sinsedimentarias que afectaron al sustrato Jurásico marino y crearon pequeñas cubetas en las que

se depositaron ambas unidades (Fig. 2.3). Además, Alonso y Mas (1993) realizaron un estudio sedimentológico de la Fm Leza en el litosoma de Arnedillo, señalando siete niveles con fósiles marinos (algas dasycladales o foraminíferos), que interpretaron como incursiones marinas esporádicas en un sistema de lagos costeros carbonáticos. Estos autores realizan la primera clasificación tentativa de las algas dasycladales de la Fm Leza, identificando *Salpingoporella cemi* y *Salpingoporella dinarica*, datos que son utilizados para confirmar una edad Barremiense-Aptiense para la unidad (Fig. 2.2). Además, Alonso y Mas (1993) interpretan que la influencia marina en la Fm Leza procedería del ámbito tetisiano de la Cuenca Ibérica, desde el sureste.

Casas-Sainz y Gil-Imaz (1994) no tratan en su trabajo la estratigrafía ni la sedimentología de la Cuenca de Cameros, pero en su Figura 3 (y en la *Figure 5E* de Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998) muestran un esquema de afloramiento del área de Préjano, en el que los depósitos de la Fm Jubera están identificados como Gr Oncala y los depósitos de la Fm Leza como Gr Enciso. Por el contrario, su Figura 8 (y *Figure 4B* de Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998) muestra una fotointerpretación geológica del área de Arnedillo a escala 1:18.000 en la que tanto los afloramientos de la Fm Jubera como los de la Fm Leza parecen estar atribuidos al Gr Oncala. Posteriormente, Casas et al. (2009) analizan la tectónica extensiva y compresiva de la Cuenca de Cameros y tampoco estudian en detalle la Fm Leza, pero en la *Figure 8* de su artículo muestran una fotografía panorámica del borde norte de la cuenca en el sector del río Leza, en la que etiquetan a los depósitos de la Fm Jubera como el Gr Oncala y a los depósitos de la Fm Leza como el Gr Enciso (Fig. 2.2).

Alonso-Azcárate (1997) estudió en su tesis doctoral los depósitos del Gr Enciso, con especial hincapié en la evolución de la mineralogía de arcillas y de sulfuros. En este estudio se incluyen columnas estratigráficas de la Fm Leza en los sectores de Préjano, Arnedillo y Leza. En las columnas de Préjano y Arnedillo se describen evidencias de influencia marina, pero no en la de Leza.

Martín-Closas y Alonso (1998) realizaron un estudio bioestratigráfico de la Cuenca de Cameros occidental y una comparación de los datos de esta cuenca con los disponibles previamente en la Cuenca de Cameros oriental. Estos autores consideran la Fm Leza como parte del Gr Enciso y señalan la dificultad de la datación precisa de éste, utilizando los pocos datos disponibles (Schudack, 1987 y Alonso y Mas, 1993) para asignarle una edad Barremiense superior-Aptiense (Fig. 2.2). Las revisiones posteriores que se han realizado sobre el marco litoestratigráfico y secuencial de la Cuenca de Cameros (Salas et al., 2001; Mas et al., 2002a; 2004) confirmaron que la Fm Jubera y la Fm Leza pertenecen a la misma secuencia deposicional del relleno de la cuenca (SD 7, Fig. 1.5), datada como Barremiense superior-Aptiense inferior.

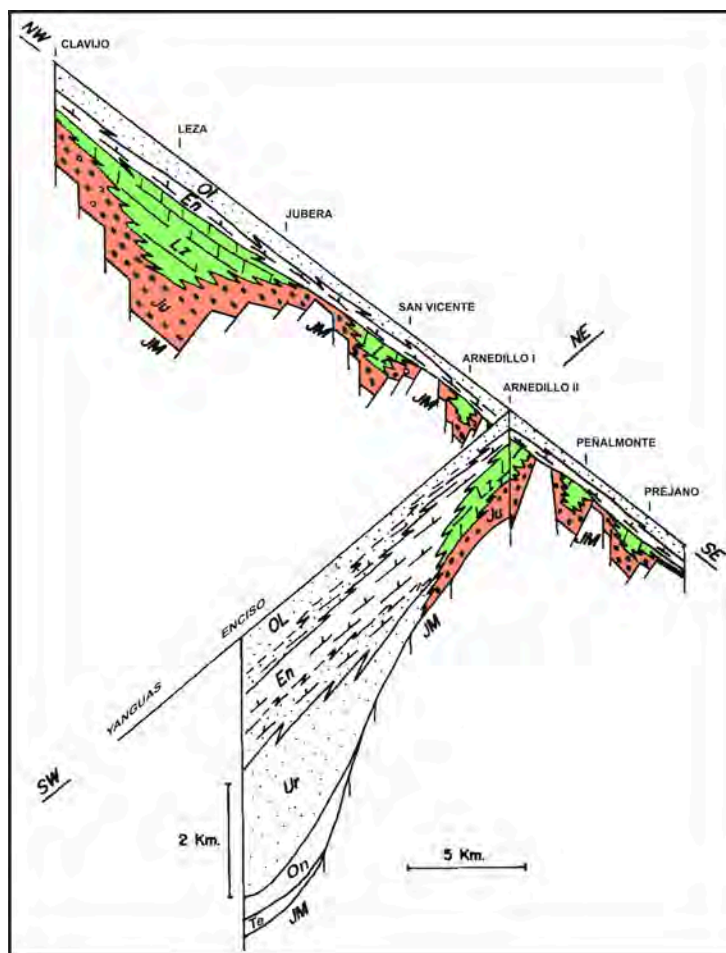


Figura 2.3: Interpretación esquemática de la geología del borde norte de la Cuenca de Cameros realizada por Alonso y Mas (1993), en la que se distinguen seis litosomas de la Fm Jubera (Ju, color rojo) y de la Fm Leza (Lz, color verde), separados entre sí por fallas que afectan al sustrato Jurásico marino (JM) de la cuenca. Te: Gr Tera. On: Gr Oncala. Ur: Gr Urbión. En: Gr Enciso. OL: Gr Oliván. Modificado de Alonso y Mas (1993).

Doublet (2004) realizó su tesis doctoral en la geometría de relleno de la Cuenca de Cameros y en la sedimentología del Gr Enciso. Respecto al borde norte de la cuenca, se basa en las interpretaciones de Hernández Samaniego et al. (1990) y considera que la Fm Jubera pertenece al Gr Tera, de edad Kimmeridigiense inferior-Berriasiense medio, y que la Fm Leza pertenece al Gr Oncala, de edad Berriasiense superior-Valanginiense (pp. 61-63). Para confirmar la asignación de los depósitos de la Fm Leza al Gr Oncala, Doublet (2004, p. 104) señala que en la sección de Arnedillo aparecen unas facies de dolomías laminada muy similares a las que caracterizan al Gr Oncala. Por lo tanto, Doublet (2004) descarta que exista una relación lateral entre la Fm Leza y el Gr Enciso, interpretando las relaciones entre ambas unidades como un *onlap* de la segunda sobre la primera, más antigua (pp. 113-149). Además, Doublet (2004, pp. 61-75) modifica los límites estratigráficos de la Fm Leza, dividiéndola en dos subunidades: la “Fm Leza inferior”, equivalente a la Fm Leza de Alonso y Mas (1993) y la “Fm Leza superior”, que corresponde a la alternancia de calizas, margas y areniscas suprayacente a la anterior y tradicionalmente considerada el techo del Gr Enciso en el borde norte de la cuenca (p.ej. Tischer, 1966a; Guiraud, 1983; Hernández Samaniego et al., 1990; Alonso y Mas, 1993).

Doublet (2004) discute también las implicaciones de la presencia de algas dasycladales en la Fm Leza, señalada por Guiraud (1983) y por Alonso y Mas (1993). Para ello muestrea un único nivel de la sección de Arnedillo (p. 261) y con la ayuda del Dr. Bruno Granier identifica las algas dasycladales presentes en dicho nivel como *Salpingoporella urladanasi*, descartando las clasificaciones taxonómicas realizadas previamente por Alonso y Mas (1993). Doublet (2004, pp. 263-264) interpreta que pese a que el rango de edad de *S. urladanasi* es Barremiense-Aptiense, el hecho de que aparezca en la Fm Leza (considerada en su trabajo como de edad Berriasiense, Gr Oncala) muestra que el rango de esta especie debe ser ampliado hasta el Berriasiense. Además, Doublet (2004, pp. 246-266) considera que la presencia de esta alga de afinidad marina no implica la existencia de influencia marina en la sedimentación de la Fm Leza, pues interpreta que estos organismos pudieron haber prosperado en el “gran lago salado permanente” que existió en la Cuenca de Cameros durante el Berriasiense, y que distaba entre 100 km y 250 km de la línea de costa.

Alonso-Azcárate et al. (2005) estudiaron la mineralogía de arcillas de tres columnas estratigráficas de la Fm Leza (Leza, Arnedillo y Préjano), concluyendo que ésta está condicionada por la composición del área fuente durante la sedimentación. Interpretan que en la zona de Arnedillo los depósitos lutítico-evaporíticos del *Keuper* pudieron haber estado expuestos durante la sedimentación de la Fm Leza (que consideran Barremiense superior-Aptiense inferior, utilizando Mas et al., 2002a).

Schudack y Schudack (2009) modifican la bioestratigrafía de la Cuenca de Cameros en base al registro fósil de ostrácodos. No estudian los ostrácodos de la Fm Leza, pero consideran que el Gr Enciso tiene una edad Valanginiense superior-Barremiense, sin encontrar en él ostrácodos que indiquen medios salobres (Fig. 2.2). Por último, Clemente (2010) modificó la litoestratigrafía de la Cuenca de Cameros occidental, correlacionándola con datos previos de la Cuenca de Cameros oriental. Respecto al borde norte de la cuenca oriental, utilizó las interpretaciones de Hernández Samaniego et al. (1990) para asignar la Fm Jubera al Gr Tera (edad Titoniense-Berriasiense) y la Fm Leza al Gr Oncala (edad Berriasiense inferior-medio).

2.2.1 - Problemáticas principales que plantea el estudio de la Fm Leza

Este resumen bibliográfico de los trabajos previos relativos a la Fm Leza (y a las unidades adyacentes a ella en el borde norte de la Cuenca de Cameros) muestra los principales aspectos sobre los que existe incertidumbre, ambigüedad o discrepancia entre los diferentes autores. Estos aspectos, que se detallan a continuación, muestran los principales retos que plantea el estudio de la Fm Leza y fueron los utilizados para definir los objetivos principales de esta tesis doctoral (ver apartado 1.1).

- a) En primer lugar, cabe destacar que apenas existen estudios monográficos centrados en la Fm

Leza. Guiraud (1983) analizó dos secciones estratigráficas de esta unidad, pero dentro de un estudio más amplio, enfocado principalmente a la sedimentología del Gr Enciso y a la tectónica y geometría de relleno de la Cuenca de Cameros oriental. Otros trabajos han realizado cartografías del borde norte de la cuenca, con algunas descripciones breves de las unidades (Jerez Mir y Esnaola Gómez, 1969; Pérez Lorente, 1987a; Díaz Martínez, 1988; Hernández Samaniego et al., 1990; Miegébielle et al., 1991). Alonso y Mas (1993) realizaron un estudio sedimentológico preliminar de la unidad, centrado fundamentalmente en una columna estratigráfica y enfocado, como en el caso de Guiraud (1983), hacia los controles generales de la sedimentación en la Cuenca de Cameros. Alonzo-Azcárate et al. (2005), por otro lado, estudiaron sólo un aspecto concreto de la unidad, en tres afloramientos de ésta.

b) Los límites de la Fm Leza y sus relaciones con las unidades adyacentes, así como la adscripción de estas unidades a un determinado grupo litoestratigráfico, varían enormemente entre los diferentes trabajos (Fig. 2.2). En origen, Tischer (1966a) no especificó formalmente los límites de los depósitos de la Fm Leza, considerándolos simplemente las facies distales y septentrionales del Gr Enciso. Algunos trabajos posteriores (Salomon, 1982a; Hernández Samaniego et al., 1990) han dividido estos depósitos en dos unidades diferentes. Mas et al. (1990), Mas y Alonso (1991) y, sobre todo, Alonso y Mas (1993) fijaron la definición estratigráfica formal de la unidad. Sin embargo, los estudios posteriores de otros investigadores (p.ej. Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1994; Doublet, 2004; Clemente, 2010) raramente han seguido este criterio original.

Respecto a la adscripción a los grupos litoestratigráficos de la cuenca, pese a que ya en el siglo XIX se consideraba que los depósitos de la Fm Leza estaban relacionados lateralmente con los del Gr Enciso (Palacios y Sánchez, 1885; Sánchez Lozano, 1894), tal y como se plasmó en los primeros trabajos modernos sobre la estratigrafía de la cuenca (Tischer, 1966a; Jerez Mir y Esnaola Gómez, 1969), y pese a que la mayoría de investigadores posteriores han ratificado esta relación entre ambas unidades (p.ej. Salomon et al., 1982a; Guiraud, 1983; Pérez Lorente, 1987; Alonso y Mas, 1993; Martín-Closas y Alonso, 1998), en las últimas décadas ha existido una cierta ambigüedad (Fig. 2.2), introducida por la cartografía de la hoja MAGNA 242-Munilla, en la que se consideraron, por primera vez, los depósitos de la Fm Leza como pertenecientes al Gr Oncala (Hernández Samaniego et al., 1990).

c) Como resultado de estas discrepancias en los criterios estratigráficos para la caracterización de la Fm Leza, la edad interpretada para esta unidad ha variado enormemente en los diferentes trabajos, habiéndosele asignado edades de todos los pisos entre el Berriasiense y el Aptiense (Fig. 2.2). A este hecho se le suma la escasez de fósiles con valor bioestratigráfico, generalizada en la Cuenca de Cameros, que dificulta enormemente la datación precisa de sus unidades (véase Martín-Closas y Alonso, 1998; Schudack y Schudack, 2009).

d) El control tectónico en la sedimentación de la Fm Leza y de la Fm Jubera es un aspecto menos controvertido que su edad, pues ha sido puesto de manifiesto por diferentes investigadores (p. ej. Jerez Mir y Esnaola Gómez, 1969; Guiraud, 1983; Díaz Martínez, 1988; Miegébielle et al., 1991; Alonso y Mas, 1993; Doublet, 2004). Sin embargo, los detalles de este control tectónico no han sido analizados en profundidad, así como tampoco ha sido estudiada en detalle la relación entre la tectónica extensional asociada a estas unidades y la evolución tectónica general de la Cuenca de Cameros (p.ej. Guiraud, 1983; Guimerà et al., 1995; Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998).

e) La interpretación sedimentológica de los depósitos de la Fm Leza también varía notablemente en los diferentes trabajos publicados. La diferencia fundamental se observa entre los trabajos que consideran una influencia marina en la unidad (Kneuper-Haack, 1966; Guiraud, 1983; Alonso y Mas, 1993) y los que la interpretan como formada en medios lacustres continentales (Salomon, 1982a; Pérez Lorente, 1987; Hernández Samaniego et al., 1990; Doublet, 2004; Clemente, 2010). Por lo tanto, se hace necesario un trabajo sedimentológico detallado y exhaustivo de toda la Fm Leza para poder dilucidar su contexto paleoambiental, confirmando o refutando la existencia de influencia marina en la sedimentación y analizando la magnitud de ésta, de existir.

f) Por último, merece la pena señalar que la abundancia de materia orgánica y la presencia de algunos depósitos de origen microbiano llamaron la atención de investigadores previos. Ya desde las primeras descripciones de las calizas de la Fm Leza, en el siglo XIX, se ha resaltado el color oscuro de éstas, así como su carácter “carbonoso” y fétido (Sánchez Lozano, 1894). Posteriormente, casi todas las descripciones disponibles señalan la presencia de abundantes oncolitos como una característica definitoria de la unidad, y algunas de las descripciones consideran la existencia de estromatolitos y de otros “estructuras algales” (es decir, microbianas) como laminaciones fenestrales. Sin embargo, ninguno de los trabajos previos consultados incluye descripciones detalladas de estos depósitos microbianos, ni interpretaciones de su relevancia en la sedimentación de la unidad.

2.3 - RESULTADOS CARTOGRÁFICOS

2.3.1 - Principales sectores del mapa geológico

El mapa geológico del borde norte de la Cuenca de Cameros presentado en esta tesis doctoral (Fig. 2.4) puede dividirse en una serie de sectores, en función de las direcciones generales de las unidades representadas en él. De oeste a este, éstos sectores son:

a) El sector comprendido aproximadamente entre la localidades de Luezas y Clavijo, en la ladera occidental del valle del río Leza, donde las unidades presentan direcciones generales SO-NE (Figs. 2.4, 2.5). En las cercanías de la población de Luezas aparece el afloramiento más oriental de la Fm Leza, que deja de aflorar hacia el SO de esta población. Este sector corresponde al extremo septentrional de una lineación estructural mayor con dirección SO-NE, entre las localidades de Torrecilla en Cameros y Clavijo, que supone el límite noroccidental de la Cuenca de Cameros (Fig. 1.1).

b) El sector central y oriental del valle del río Leza, comprendido aproximadamente entre las localidades de Clavijo y Lagunilla de Jubera, donde las capas presentan direcciones generales aproximadas O-E (Figs. 2.4, 2.5). Se trata del sector más septentrional de toda la Cuenca de Cameros (Fig. 1.1). El valle del río Leza, con dirección aproximada N-S muestra un extenso afloramiento de la Fm Leza, unidad que toma su nombre de esta zona.

c) El sector del valle del río Jubera, comprendido aproximadamente entre las localidades de Lagunilla del Jubera y San Vicente de Robres, donde las capas presentan direcciones que oscilan entre N-S y NO-SE, y en el que la Fm Leza aflora de forma discontinua, limitada por fracturas (Figs. 2.4, 2.5).

d) Un gran afloramiento de materiales cenozoicos que cubre el borde de la Cuenca de Cameros entre las localidades de San Vicente de Robres y Arnedillo. Topográficamente, este sector se conoce como Sierra de la Hez (Figs. 1.1, 2.4).

e) El sector del valle del río Cidacos, comprendido aproximadamente entre la localidad de Arnedillo y la Peña Isasa, donde las capas presentan direcciones que oscilan entre NO-SE y ONO-ESE. En este sector la Fm Leza aflora de forma discontinua, estando limitada por fracturas (Figs. 2.4, 2.6). Hacia el SE de la localidad de Préjano, en la base del relieve de Peña Isasa, aparece el afloramiento más oriental de la Fm Leza, que deja de aflorar hacia el SE (Fig. 2.6). Sin embargo, este sector continúa, en dirección SE, fuera del área de estudio, hasta las localidades de Muro de Aguas y Villarroya, conformando el límite nororiental de la Cuenca de Cameros (Fig. 1.4).

Figura 2.4: Mapa geológico general del área de estudio de esta tesis. Página desplegable.

Figura 2.5: Mapa geológico detallado del sector oriental del área de estudio de esta tesis, que comprende los valles de los ríos Leza y Jubera. Página desplegable.

Figura 2.6: Mapa geológico detallado del sector occidental del área de estudio de esta tesis, que comprende el valle del Río Cidacos, en los alrededores de las localidades de Enciso, Arnedillo y Préjano.

Fig. 2.4

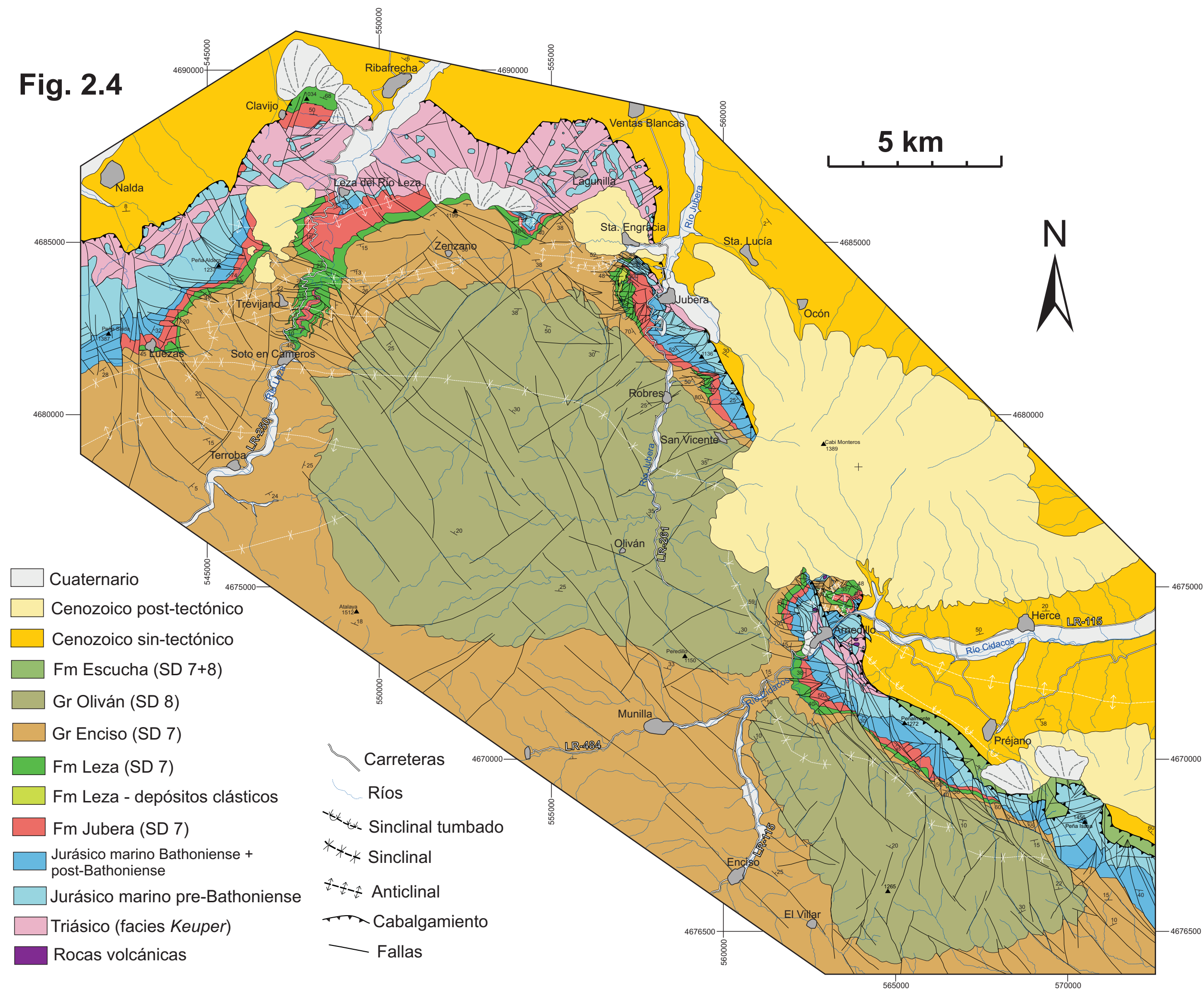


Fig. 2.5

(Leyenda en Fig. 2.4)

5 km

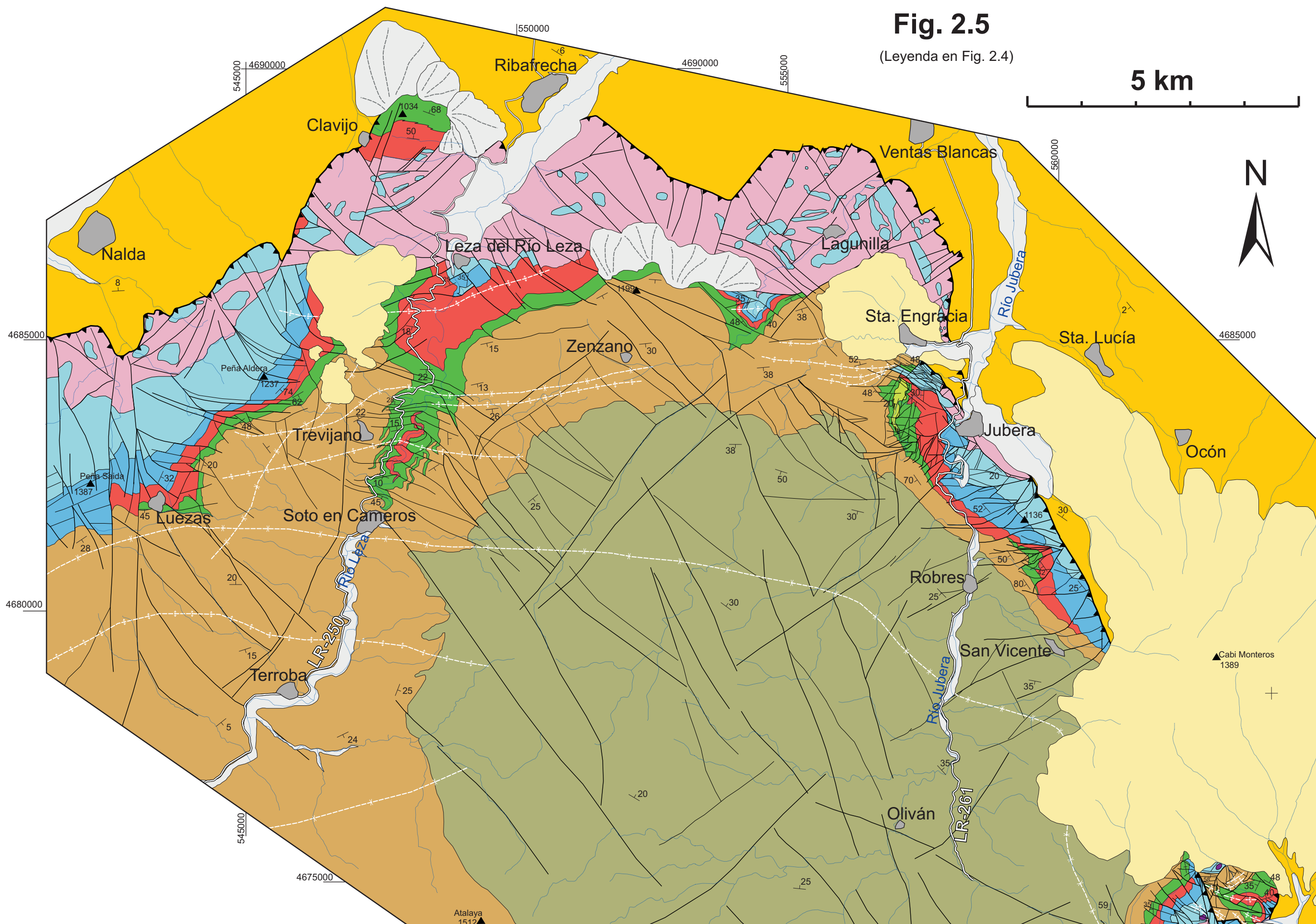
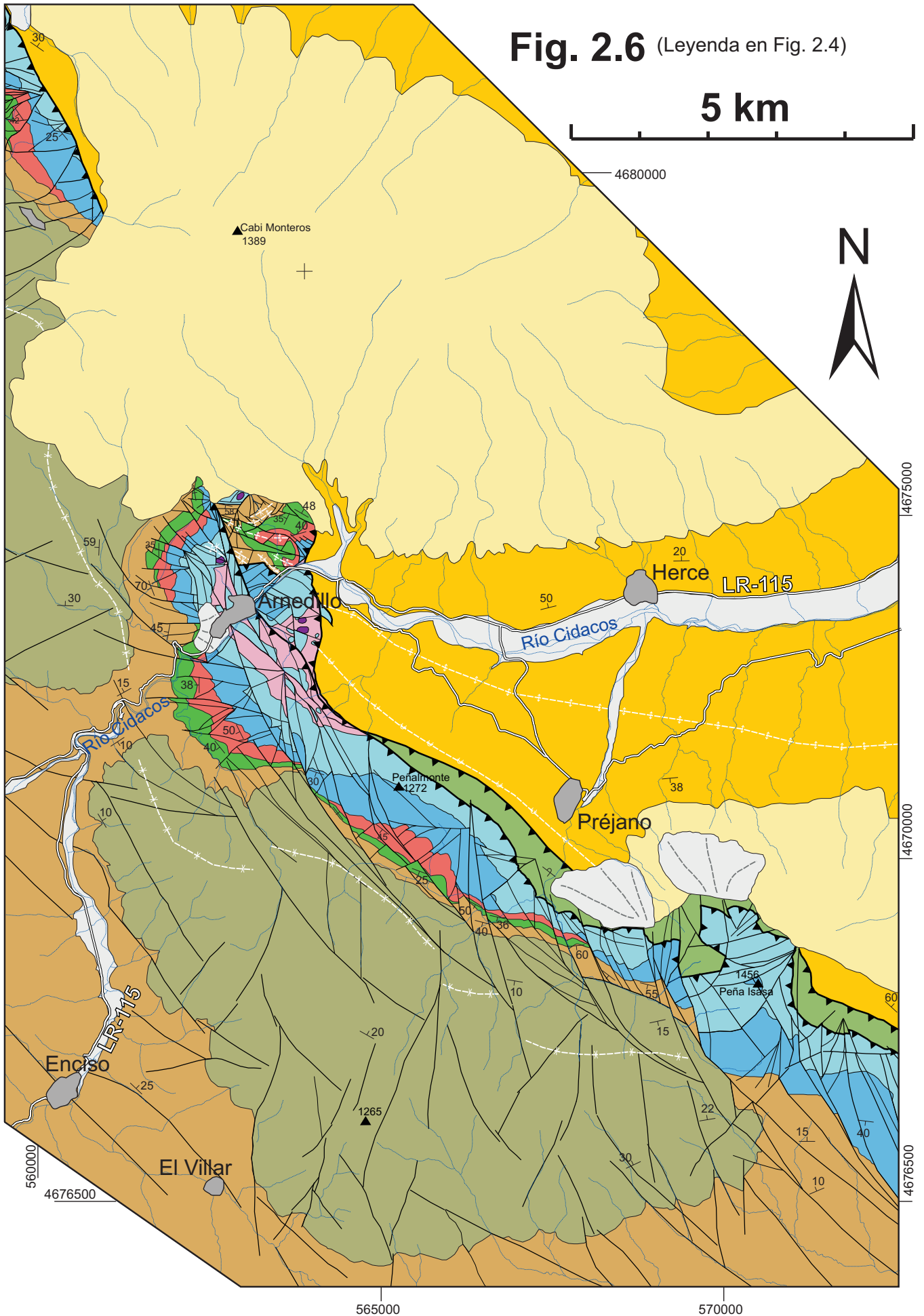


Fig. 2.6 (Leyenda en Fig. 2.4)

5 km



2.3.2 - Características generales de las unidades cartografiadas

A continuación se enumeran las principales unidades geológicas que se han distinguido en esta cartografía (Fig. 2.4), con las características fundamentales que se han utilizado como criterios para su identificación.

- Las facies *Keuper* del Triásico Superior. Esta unidad, compuesta por lutitas y evaporitas de coloraciones grises o rojizas, no aflora de forma continua a lo largo de todo el área de estudio (Fig. 2.4). Su principal afloramiento se encuentra en la mitad occidental de la zona de estudio, donde conforma la parte frontal de la Unidad Tectónica de Cameros, cabalgante sobre los depósitos de la Cuenca del Ebro. Este afloramiento de *Keuper* se va reduciendo hacia el este hasta desaparecer en el sector del río Jubera. Otro afloramiento, menor que el anterior, aparece en el área de Arnedillo. Dentro de esta unidad cartográfica se observan afloramientos menores de dolomías del Jurásico Inferior, que se han individualizado en el mapa geológico cuando su escala lo permitía.

- Rocas ígneas (probablemente subvolcánicas), que han sido identificadas y cartografiadas por primera vez en este sector durante el desarrollo de esta tesis doctoral. Aparecen emplazadas tanto en los depósitos del *Keuper* como en los depósitos basales del Jurásico marino. Se han observado únicamente en los alrededores de Arnedillo, como pequeños parches subcirculares de colores pardos y rojizos en afloramiento (Fig. 2.6). Rocas similares han sido estudiadas en otros sectores del borde norte de la Cuenca de Cameros (p.ej. Lago et al., 1996; Sanz et al., 2013).

- Los depósitos del Jurásico marino. El Jurásico marino en este sector contiene numerosas unidades litoestratigráficas, que no han sido identificadas en detalle en la cartografía, por no ser el objeto de estudio de esta tesis doctoral. Dado que las calizas oolíticas de edad Bathoniense (Fm



Figura 2.7: Aspecto de afloramiento de la base de la Fm Jubera en el sector oriental del área de estudio (sector del río Cidacos).

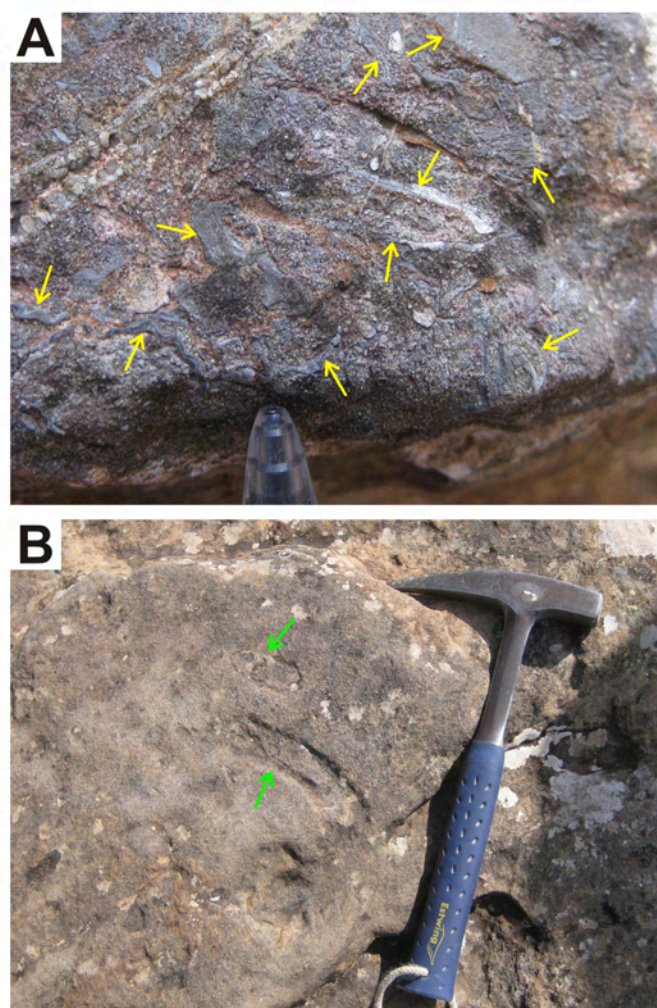


Figura 2.8: Aspecto de afloramiento de las facies siliciclásticas del Jurásico Superior marino en el sector oriental del área de estudio (sector del río Cidacos). **A:** Las flechas amarillas señalan abundantes bioclastos marinos. **B:** Las flechas verdes señalan bioturbación en el techo de un estrato de arenisca.

Manubles) suponen un nivel fácilmente cartografiable, en general, por su resalte topográfico y su color blanco, en la cartografía del Jurásico marino se ha señalado sólo la base de esta unidad, diferenciado entre “Jurásico marino pre-Bathonense”, fundamentalmente carbonático, y “Jurásico marino Bathoniense y posterior”, que en el sector oriental del área de estudio es siliciclástico, mientras que en el sector occidental tiene un mayor contenido en carbonatos (Alonso y Mas, 1990; Wilde, 1990).

- **La Formación Jubera.** Siguiendo la definición original de la unidad (Mas et al., 1990; Mas y Alonso, 1991; Alonso y Mas, 1993), en este trabajo se clasifican como Fm Jubera los depósitos detríticos (fundamentalmente conglomerados, y en menor medida areniscas y lutitas) que se superponen al Jurásico marino en el borde norte de la Cuenca de Cameros, y que en general presentan colores de afloramiento rojizos. En las zonas en las que el Jurásico marino es siliciclástico (sector oriental) la distinción entre éste y la Fm Jubera no siempre es sencilla. En estos casos, el contacto suele distinguirse porque la base de la Fm Jubera es conglomerática, clastosoportada, con cantos de cuarcita subredondeados de 0.5-3 cm de diámetro y matriz arenosa (Fig. 2.7), mientras que el techo del Jurásico marino siliciclástico suele estar compuesto por areniscas de grano grueso o microconglomerados, con tonos pardos y con bioturbación y/o fragmentos de fósiles marinos (Fig. 2.8). La Fm Jubera pasa lateral y verticalmente a la Fm Leza de forma gradual pero rápida (Fig. 2.9).

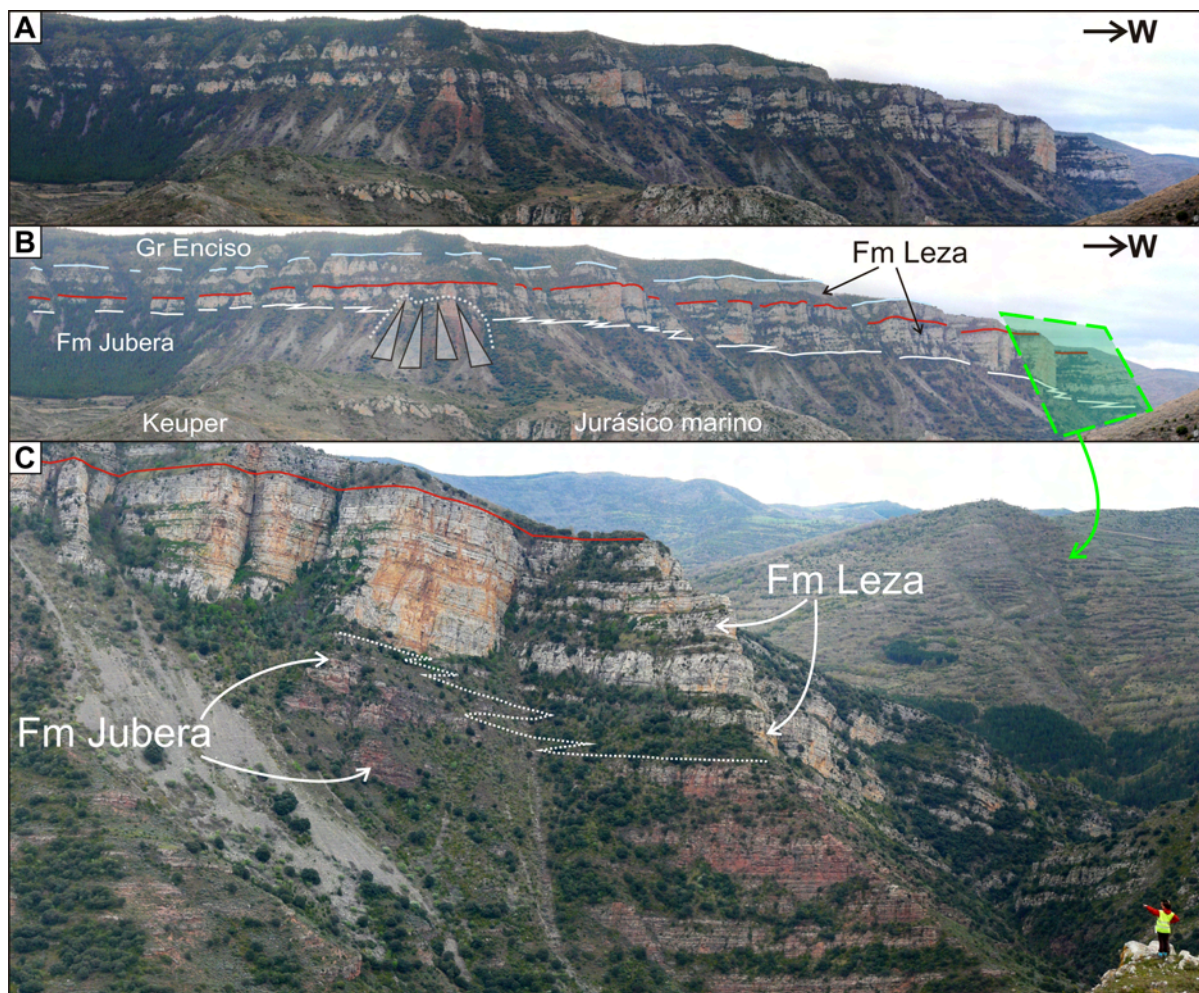


Figura 2.9: Relaciones estratigráficas entre la Fm Jubera y la Fm Leza. **A:** Vista panorámica este-oeste de las “Peñas de Leza” tomada desde la localidad de Ribafrecha. La imagen abarca aproximadamente 3 km (ver localización exacta en Fig. 2.1). **B:** Interpretación de A. La línea blanca marca el contacto entre la Fm Jubera y la Fm Leza. La línea roja resalta un nivel de la Fm Leza muy continuo lateralmente. La línea azul marca el contacto entre la Fm Leza y el Gr Enciso. Nótese el paso de la Fm Jubera hacia el oeste a las capas inferiores de la Fm Leza. En consecuencia, la Fm Leza se adelgaza hacia el este, donde sólo se observan sus niveles superiores. **C:** Detalle de la vista de A y B, en el que se observa a menor escala el cambio lateral de facies entre la Fm Jubera y la Fm Leza (línea blanca punteada). La línea roja marca el mismo nivel continuo resaltado en B. Ver localización exacta en Fig. 2.1.

- La Formación Leza. En este trabajo se considera Fm Leza a los depósitos fundamentalmente carbonáticos (pero con contenido clástico variable) suprayacentes a la Fm Jubera en el borde norte de la Cuenca de Cameros. Los carbonatos de la Fm Leza están bien estratificados en bancos lateralmente continuos de unos 0.5-2 m. En afloramiento presentan colores ocres, grises o negros y en corte fresco suelen ser negros o grises. Por lo tanto, la diferenciación en campo entre los carbonatos de la Fm Leza y la Fm Jubera, detrítica y de tonos rojizos, es generalmente sencilla (Fig. 2.9). Aun así, como la transición lateral y vertical entre ambas unidades es gradual, en este trabajo se ha utilizado como límite entre ellas la base del primer banco de calizas relativamente potente (aproximadamente >0.5 m) y lateralmente continuo que aparezca a techo de la Fm Jubera. Estos primeros bancos carbonáticos suelen ser calizas grises arenosas (en el sector occidental) o dolomías grises con pseudomorfos de evaporitas (en el sector oriental) y siempre alternan con depósitos detríticos ocres, rojizos o verdosos. Por otra parte, la Fm Leza también cambia lateralmente de facies al Gr Enciso (Fig. 2.10), al que pertenece estratigráficamente, de forma que el contacto superior de la Fm Leza con esta unidad también es gradual (Fig. 2.11). Este contacto se ha situado a la base del primer tramo relativamente potente (aproximadamente >1 m) de margas alternantes con capas finas de arenisca y/o caliza (facies características del Gr Enciso) que aparece a techo de la Fm Leza.

- El Grupo Enciso. Ésta es una de las unidades clásicas de la Cuenca de Cameros, definida por Tischer (1966a). Ha sido estudiada en detalle, entre otros, por Guiraud (1983), Alonso-Azcárate (1997) y Doublet (2004). Se caracteriza fundamentalmente por una alternancia tableada y de apariencia monótona de margas, lutitas, areniscas, calizas y dolomías, con colores de afloramiento pardos, grises, negros o y localmente rojizos (Figs. 2.10 y 2.12). En su zona depocentral el Gr Enciso alcanza los 1100 m, pero hacia el borde norte de la cuenca se adelgaza notablemente y pasa de forma gradual a los depósitos de la Fm Leza, aunque por encima de la Fm Leza siempre se observa un espesor variable, pero relativamente pequeño, de las facies características del Gr Enciso. Aparece de forma continua en toda el área cartografiada en esta tesis doctoral (Fig. 2.4). El contacto del Gr Enciso con el infrayacente Gr Urbión no se observa en el área de estudio, pero localmente los depósitos del Gr Enciso se apoyan directamente sobre el Jurásico marino (Fig. 2.4). El techo del Gr Enciso es un contacto neto con el Gr Oliván.

- El Grupo Oliván. Es el más moderno de los grupos litoestratigráficos definidos por Tischer (1966a) en la Cuenca de Cameros y aflora únicamente en la parte más septentrional de ésta. En el área de estudio se observan dos grandes afloramientos separados por el valle del río Cidacos (Fig. 2.4). Este grupo está caracterizado por una alternancia monótona de lutitas y areniscas, con pasadas carbonáticas poco comunes (Mas et al., 1993; 2002a; 2011). Estos depósitos presentan, en afloramiento, colores pardos oscuros, verdosos o rojizos. Su base está, en general, en contacto con los depósitos del Gr Enciso, aunque localmente el Gr Oliván se superpone, mediante falla, al Jurásico marino. En el área de estudio no aparece el techo del Gr Oliván.

- Depósitos del Cretácico Inferior en facies Escucha y Utrillas. En los alrededores de la localidad de Préjano aparece una franja de materiales fundamentalmente siliciclásticos con facies equivalentes a las que en todo el ámbito de la Cordillera Ibérica se conocen con los nombres de Escucha y Utrillas (Arribas et al., 2009; Mas et al., 2011). Estos depósitos aparecen invertidos en un *splay* del cabalgamiento norte principal de la Cuenca de Cameros (Figs. 2.4, 2.6; Omodeo Salè et al., 2014), por lo que se interpreta que se habrían depositado fuera del ámbito subsidente de la Cuenca de Cameros. Sin embargo, como la edad de estos depósitos es probablemente Albiense, la parte inferior de éstos (facies Escucha) serían equivalentes

Figura 2.10: Panorámicas norte-sur del valle del barranco del Río Leza entre las localidades de Leza del Río Leza y Soto en Cameros. Ver localización exacta de las panorámicas en Fig. 2.1. Los números señalan puntos equivalentes en las tres vistas. La línea roja marca el mismo nivel muy continuo lateralmente de la Fm Leza que la Fig. 2.6. La línea discontinua azul marca el contacto entre la Fm Leza y el Gr Enciso. Las líneas negras marcan fallas. **A:** Panorámica más septentrional. **B:** Panorámica intermedia. Nótese como los niveles potentes de caliza de la Fm Leza pasan lateralmente hacia el sur a margas, areniscas y calizas tableadas del Gr Enciso. **C:** Panorámica meridional. Cerca de Soto en Cameros la Fm Leza ha pasado lateralmente al Gr Enciso. El asterisco rojo marca la localización de las muestras del Gr Enciso en las que se han encontrado los mismos microfósiles marinos (algas dasycladales y foraminíferos bentónicos) que en la Fm Leza. Nótese que estas muestras tienen una posición estratigráfica aproximadamente equivalente a la parte superior de la Fm Leza, donde se registra la mayor influencia marina.



laterales a los depósitos del Gr Oliván (Arribas et al., 2009; Mas et al., 2011). Destaca la presencia de capas de carbón en las facies Escucha, que fueron explotadas en el pasado en el municipio de Préjano.

- Depósitos cenozoicos.

Todo el extremo septentrional del área cartografiada en este trabajo está dominado por depósitos cenozoicos, fundamentalmente siliciclásticos, entre los que destacan los conglomerados. Estos depósitos han sido estudiados en detalle, entre otros, por Casas-Sainz (1990; 1992), Hernández Samaniego et al. (1990), Muñoz-Jiménez (1992) y Muñoz-Jiménez y Casas-Sáinz (1997). En la cartografía de esta tesis doctoral no se han diferenciado todas las

unidades en las que se dividen estos depósitos, sino que se han simplificado, identificando tres grandes unidades: “Cenozoico sin-tectónico”, depósitos de edad Eoceno-Mioceno superior que muestran signos de deformación asociada a la inversión de la cuenca; “Cenozoico post-tectónico”, depósitos de edad Mioceno superior-Plioceno que apenas muestran deformación; y “Cuaternario”, término bajo el que se agrupan los depósitos actuales o recientes de terrazas fluviales, llanuras de inundación, coluviones y abanicos aluviales (Figs. 2.4, 2.5, 2.6).



Figura 2.11: Techo de la Fm Leza en la columna estratigráfica del Río Leza, donde se observa la alternancia entre las capas potentes de caliza masiva de la Fm Leza (L) con las margas, areniscas y calizas tableadas del Gr Enciso (E). Las capas de la Fm Leza se adelgazan progresivamente hacia techo, llegando a desaparecer.



Figura 2.12: Vista del afloramiento donde se ha levantado la columna estratigráfica de Arnedillo (ver localización exacta en Fig. 2.1). La línea discontinua marca aproximadamente el contacto entre la Fm Leza y las facies del Gr Enciso suprayacentes a ésta. Nótese los diferentes afloramientos que producen la Fm Leza (donde predominan estratos potentes de caliza masiva) y el Gr Enciso (caracterizado por alternancias de margas, areniscas y calizas).

2.3.3 - Rasgos tectónicos generales del área de estudio

El principal elemento tectónico del mapa geológico de esta tesis doctoral es el cabalgamiento septentrional de la Unidad Tectónica de Cameros, que pone en contacto los materiales mesozoicos sobre los cenozoicos sin-tectónicos, y que se calcula que ha podido tener hasta 30 km de desplazamiento horizontal hacia el norte (Casas-Sainz, 1993; Guimerà et al., 1995; Omodeo Salé et al., 2014).

Asociados a la actividad de este cabalgamiento, se observan algunos pliegues en los depósitos cenozoicos (sector de Arnedillo-Préjano), así como pliegues en los materiales mesozoicos de la Cuenca de Cameros. Destaca un gran pliegue sinclinal que atraviesa todo el mapa geológico, con dirección entre O-E y NNO-SSE, y que afecta a los depósitos del Gr Enciso y del Gr Oliván. Este pliegue conforma la estructura general en sinclinal forzado que caracteriza el relleno septentrional de la Cuenca de Cameros (Fig. 1.7), puesto que la mayoría de los materiales de la cuenca presentan buzamientos hacia el norte, mientras que en el borde septentrional éstos se encuentran buzando hacia el sur (Casas-Sainz, 1993; Mas et al., 1993; Guimerà et al., 1995; Omodeo-Salé et al., 2014). Otros pliegues menores aparecen hacia el norte de este sinclinal en los sectores del río Leza y del río Jubera.

Además de estas estructuras con escalas de decenas de kilómetros, en el mapa geológico también destaca la intensa fracturación a menor escala que presentan los materiales del Jurásico marino, así como la Fm Jubera y la Fm Leza. Las fallas cartografiadas en estas unidades del borde norte presentan directrices muy diversas, pero predominan las fallas con direcciones aproximadas SO-NE y NO-SE. Gran parte de esta fracturación es claramente debida a la compresión alpina de la cuenca, pero numerosos indicios, que se discutirán en el capítulo 7 de esta memoria, muestran que parte de esta fracturación tuvo lugar durante la etapa extensional en la que se depositaron la Fm Jubera y la Fm Leza.

2.3.4 - Litosomas de la Fm Jubera y la Fm Leza

Díaz Martínez (1988), Mas et al. (1990), Mas y Alonso (1991) y Alonso y Mas (1993) fueron los primeros en describir que la Fm Jubera y la Fm Leza afloraban de forma discontinua a lo largo del borde norte de la Cuenca de Cameros, debido a fracturas que afectaban al sustrato Jurásico marino y que individualizaban los distintos afloramientos de dichas unidades. Aunque este hecho puede observarse parcialmente en la cartografía previa, pero inédita, de Jerez-Mir y Esnaola-Gómez (1969), los trabajos citados de finales de los '80 y comienzos de los '90 fueron los primeros en detallar la interpretación de un control tectónico sin-sedimentario en el borde norte de la cuenca. Díaz Martínez (1988) cartografió parte del sector del río Jubera y denominó como "litosomas" cada uno de los afloramientos independientes y tectónicamente controlados de los carbonatos de la Fm Leza en este sector. Posteriormente, Mas y Alonso (1991) y Alonso y Mas (1993) describieron para todo el borde norte de la cuenca un total de seis litosomas de la Fm Leza, que denominaron, de oeste a este: Leza-Jubera, San Vicente, Arnedillo I, Arnedillo II, Peñalmonte y Préjano (Fig. 2.3).

La cartografía geológica de esta tesis doctoral supone un importante avance respecto a los trabajos previos, al abarcar, con mucho detalle todo el área del borde norte de la Cuenca de Cameros en el que afloran las Fms Leza y Jubera. En esta cartografía se han diferenciado nueve litosomas de estas unidades, que han sido agrupados en dos sectores principales, separados por el afloramiento de materiales cenozoicos de la Sierra de la Hez: el sector oriental, que abarca los valles de los ríos Leza y Jubera, y que incluye los litosomas de Clavijo, Leza, San Martín y San Vicente (Fig. 2.13); y el sector occidental, que abarca el valle del río Cidacos e incluye los litosomas de Castellar, Canteras, Arnedillo, Peñalmonte y Préjano (Fig. 2.13). Estos dos sectores, oriental y occidental, serán utilizados comúnmente a lo largo de esta memoria, pues las numerosas características de la Fm Leza difieren entre ellos (p.ej. la presencia de algunas facies y fósiles, así como los tipos de microbialitas).

Merece la pena destacar, por su novedad, la cartografía de los depósitos de las Fms Jubera y Leza en la zona del Monte Castellar (al noreste de Arnedillo, litosoma de Castellar, Fig. 2.13), donde estos depósitos han sido tradicionalmente identificados como Jurásico marino en todas las cartografías geológicas previas, con la excepción de Jerez-Mir y Esnaola-Gómez (1969), IGME (1971) y Miegbielle et al. (1991), donde son parcialmente identificados como Cretácico Inferior, y Casas-Sainz y Gil-Imaz (1994; 1998), que asignan parte de este afloramiento al Gr Oncala.

Los nueve litosomas identificados en este trabajo están separados por fallas y contienen espesores lateralmente muy variables de la Fm Jubera y la Fm Leza. Además, la cartografía muestra que muchas de las fallas que afectan al Jurásico marino controlan los espesores de estas unidades dentro de cada litosoma (Fig. 2.4). Sin embargo, los espesores de los depósitos del Gr Enciso suprayacentes a la Fm Leza no parecen estar tan afectados por estas fallas (Figs. 2.4 y 2.13).

Entre dos litosomas contiguos, las Fms Jubera y Leza pueden llegar a desaparecer, observándose, entonces, que los depósitos del Gr Enciso se apoyan directamente sobre el Jurásico marino (p.ej. entre el litosoma de Canteras y el de Arnedillo, Figs. 2.6, 2.13). En la mayoría de los casos, sin embargo, en el área situada entre dos litosomas suele aparecer alguna de las dos unidades, aunque con muy poco espesor (p.ej. la Fm Jubera entre los litosomas de San Martín y San Vicente, o la Fm Leza entre los litosomas de Arnedillo y Peñalmonte, Figs. 2.5, 2.6, 2.13). Estos hechos sugieren que entre dos litosomas contiguos había un alto paleogeográfico relativo en el que o bien no se generó espacio de acomodación para las Fms Jubera y Leza, o bien se generó muy poco espacio de acomodación, permitiendo sólo la sedimentación de espesores muy reducidos de alguna de las dos unidades (Fig. 2.13).

De estas características puede interpretarse que las Fms Jubera y Leza tuvieron un importante control tectónico, al depositarse en pequeñas cubetas individualizadas mediante fallas y distribuidas a lo largo del borde norte de la Cuenca de Cameros. Estas cubetas no parecen haber sido activas durante la sedimentación de los depósitos superiores del Gr Enciso o de los depósitos del Gr Oliván, pues la extensión de éstos no está limitada a los mismos litosomas que las Fms Jubera y Leza. En el capítulo 7 de esta memoria se describen más detalles sobre el control tectónico en la sedimentación de la Fm Leza y la Fm Jubera, y sobre las implicaciones tectónicas de éste a escala de la Cuenca de Cameros.

2.4 - RESULTADOS ESTRATIGRÁFICOS

2.4.1 - Columnas estratigráficas

En esta tesis doctoral se han levantado doce columnas estratigráficas detalladas de la Fm Leza (Fig. 2.14). Se ha intentado levantar al menos una columna en cada uno de los litosomas identificados. El único litosoma en el que, por las condiciones de afloramiento, no se ha podido realizar una columna detallada ha sido el de San Vicente, aunque sí se ha medido el espesor aproximado de las Fms Jubera y Leza (Fig. 2.13). En el caso del litosoma de Peñalmonte, las condiciones de afloramiento sólo han permitido levantar una columna detallada en uno de los extremos del litosoma, donde las unidades estaban muy reducidas (Fig. 2.14). Aun así, también se ha medido el espesor aproximado de las unidades en la parte central del litosoma de Peñalmonte (Fig. 2.13). Además, se han levantado en detalle varias columnas del mismo litosoma en los casos de Leza y Préjano, donde las condiciones de afloramiento lo permitían, para observar las variaciones laterales entre ellas.

En esta memoria no se incluye una descripción verbal detallada de cada uno de los tramos de las columnas estratigráficas, pero se incluye, a modo de anexo, la representación gráfica detallada de las columnas. Estas representaciones plasman tanto las características y componentes observados en el campo, como los reconocidos en lámina delgada y secciones pulidas. Además, en el capítulo 3 de esta memoria se realiza una descripción de las facies reconocidas en las columnas estratigráficas.

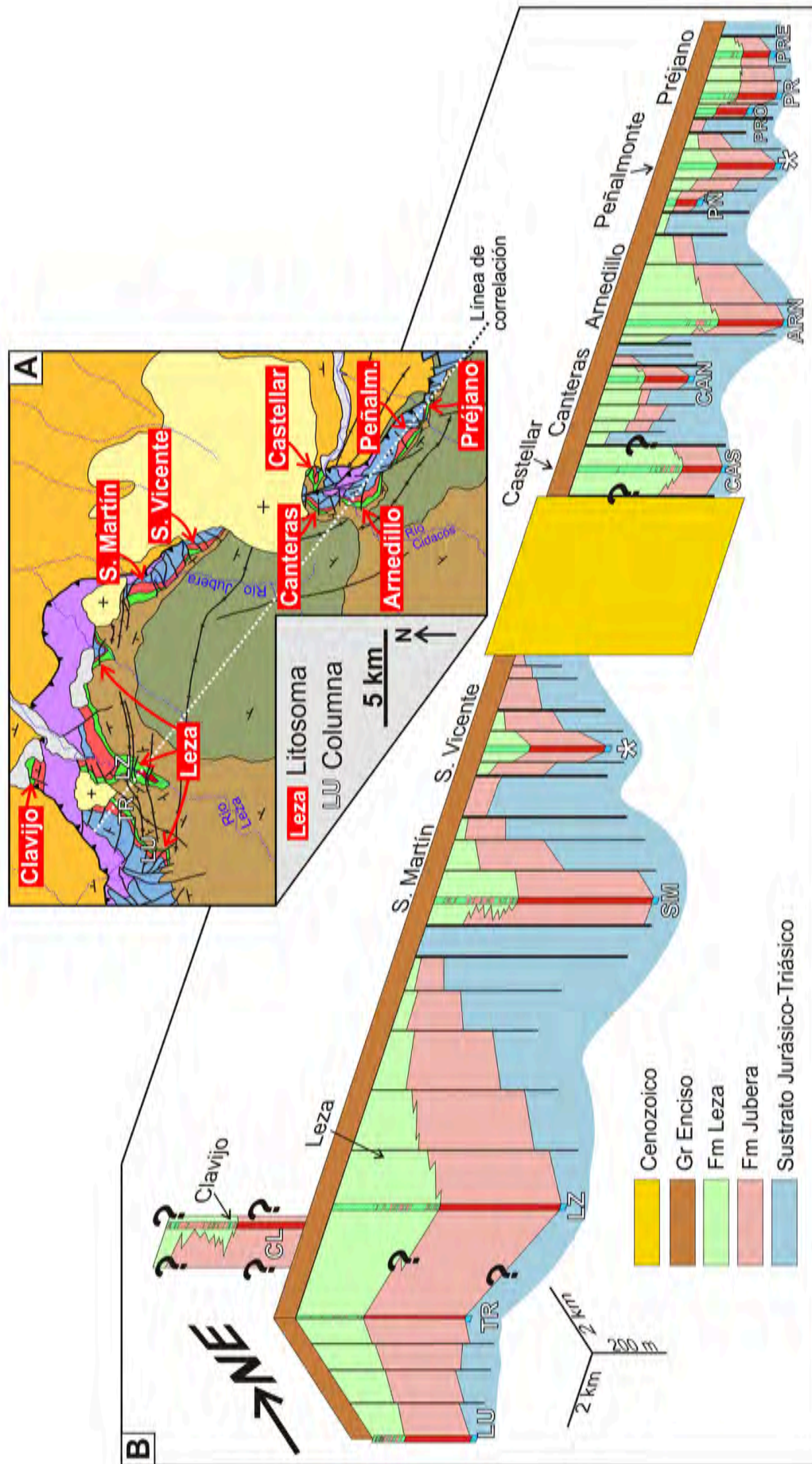


Figura 2.13: Litosomas de las Fms Juberu y Leza definidos en este trabajo. **A:** Mapa geológico sintético del área de estudio. Se han señalado el nombre de cada uno de los litosomas de las Fms Juberu y Leza. En el litosoma de Leza se ha marcado la localización de cada una de las columnas levantadas. LU: Luezas. TR: Trevijano. LZ: Río Leza. Para la leyenda de colores del mapa véase la Fig. 2.1. **B:** Panel de correlación esquemático de las columnas estratigráficas de las Fms Leza y Juberu. Las columnas se han correlacionado con los datos de la cartografía geológica. El techo de la Fm Leza ha sido utilizado como datum de correlación. Los espesores de la Fm Juberu están tomados de Hernández Samaniego et al. (1990), Ochoa (2006) y de nuestras propias medidas. Encima del panel se encuentra el nombre de cada litosoma. Debajo de cada columna se encuentran las siglas de ésta. Las columnas marcadas con un asterisco no han sido levantadas con detalle, sino simplemente medidas. LU: Luezas. TR: Trevijano. CLA: Clavijo. LZ: Río Leza. SM: San Martín. SV: San Vicente. CAS: Castellar. CAN: Canteras. ARN: Arnedillo. PÑ: Peñalmonite. PRO: Préjano Oeste. PR: Préjano. PRE: Préjano Este.

Las columnas estratigráficas de la Fm Leza pertenecientes a distintos litosomas presentan notables diferencias entre sí, tanto en su espesor, como en las facies que las caracterizan o en la distribución vertical de éstas (Fig. 2.14). Este hecho apoya la interpretación de que cada uno de los litosomas representa una cubeta parcialmente individualizada del resto mediante fallas.

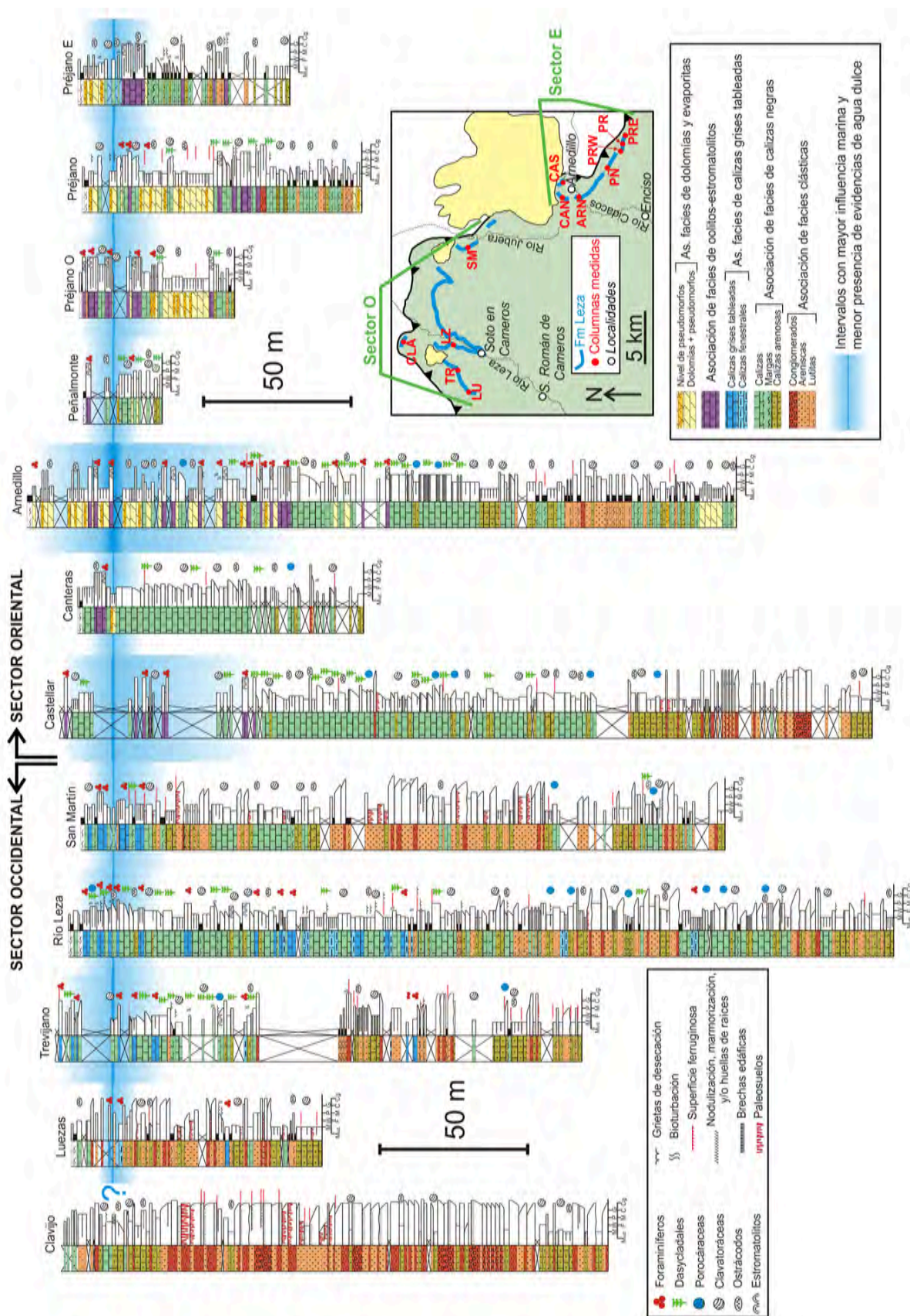
Sin embargo, observando en conjunto todas las columnas, puede realizarse una caracterización general del registro estratigráfico de la Fm Leza: en la base predominan las facies carbonáticas arenosas que alternan con facies clásticas; las facies clásticas van siendo más abundantes y/o de grano más grueso hacia la parte inferior-media de las columnas, y a partir de la parte media desaparecen gradual pero rápidamente; la mitad superior de las columnas está dominada por facies carbonáticas con muy poca influencia clástica (Fig. 2.14). La principal excepción a esta tendencia general es la columna de Clavijo, que contiene facies clásticas muy abundantes en todo su registro (Fig. 2.14). Otra generalización observada es que existen dos tipos de registro estratigráfico en la Fm Leza, con diferente distribución geográfica: el sector occidental (ríos Leza y Jubera) y el sector oriental (río Cidacos). Al comparar ambos, se aprecia que en el sector occidental las columnas son, en general, más potentes que en el sector oriental, presentan mayor abundancia de facies clásticas y no contienen facies evaporíticas (Fig. 2.14). Pese a estas generalidades, el control tectónico en la sedimentación de la Fm Leza dificulta enormemente la correlación directa de columnas estratigráficas pertenecientes a litosomas diferentes, imposibilitando así una correlación detallada de todo el registro de las columnas.

2.4.2 - Evidencias de influencia marina

Uno de los principales aportes novedosos de esta tesis doctoral es el estudio petrográfico detallado de unas 800 muestras obtenidas a lo largo de todas las columnas de la Fm Leza. Aparte de ser crucial para una correcta interpretación sedimentológica (ver capítulo 3 de esta memoria), este estudio petrográfico ha permitido identificar con precisión la presencia de evidencias micropaleontológicas de influencia marina en la sedimentación de esta unidad, evidencias que con anterioridad sólo habían sido descritas en menos de una decena de muestras de la columna de Arnedillo (Guiraud, 1983; Alonso y Mas, 1993). En esta tesis doctoral, sin embargo, se han identificado microfósiles de afinidad marina en todas las columnas estratigráficas estudiadas, salvo dos, y en numerosos niveles dentro de cada columna (Fig. 2.14). Además de las evidencias micropaleontológicas, también se han encontrado en este trabajo evidencias sedimentológicas de influencia marina en la Fm Leza (presencia de estructuras sedimentarias de origen mareal), que serán descritas en detalle en los capítulos 3 y 5 de esta memoria.

Las principales evidencias micropaleontológicas de influencia marina en la Fm Leza son la presencia de algas dasycladales y de foraminíferos bentónicos, organismos de hábitat marino. Es también relevante la presencia de poblaciones homogéneas de carofitas porocaráceas, que en depósitos cretácicos son comúnmente interpretadas como indicadoras de medios costeros de agua salobre (p.ej. Martín-Closas y Grambast-Fessard, 1986; Mojon, 1989; Schudack, 1993; Villalba-Breva y Martín-Closas, 2013), generalmente asociadas a depósitos marinos someros con dasycladales y foraminíferos (Climent-Domenech et al., 2009; Bover-Arnal y Strasser, 2013). Todas las algas dasycladales encontradas en la Fm Leza pertenecen a la misma especie, *Salpingoporella urladanasi* (com. pers. de los especialistas Marc Conrad, Nicolaos Carras, Ioan Bucur y Rajka Radoičić), una especie que aparece comúnmente en facies marinas someras del registro Barremiense-Albiense del Tetis septentrional (Carras et al., 2006). Los foraminíferos bentónicos son probablemente

Figura 2.14: Columnas estratigráficas sintéticas de la Fm Leza estudiadas en este trabajo. Sólo se han dibujado los fósiles de mayor relevancia paleoambiental. Para más detalles sobre la facies y sobre su contenido fósil véase el capítulo 3 de esta memoria. El mapa de la derecha señala la localización de las columnas. CLA: Clavijo. LU: Luezas. TR: Trevijano. LZ: Río Leza. SM: San Martín. CAS: Castellar. CAN: Canteras. ARN: Arnedillo. PÑ: Peñalmonte. PRO: Préjano Oeste. PR: Préjano. PRE: Préjano Este. Las letras “M,W,P,G” indican texturas de carbonatos (*mudstone*, *wackestone*, *packstone*, *grainstone*); “Mud” indica margas y lutitas; y las letras “F,M,C,Cg” indican, respectivamente, areniscas de grano fino, medio, grueso y conglomerados. Los intervalos con mayor abundancia de evidencias de influencia marina y con menor abundancia de evidencias de ambientes de agua dulce han sido señalados en azul y utilizados como datum aproximado de correlación.



miliólidos del género *Istriloculina* (Esmeralda Caus, com. pers.), que es también un género común en carbonatos marinos someros del Cretácico Inferior. Merece la pena destacar que estos mismos microfósiles marinos han sido encontrados por primera vez durante la realización de esta tesis doctoral en los depósitos del Gr Enciso, lateralmente relacionados con la Fm Leza (Suarez-Gonzalez, 2013, ver capítulo 7 de esta memoria).

La distribución de estos microfósiles marinos por toda la extensión de la Fm Leza (Fig. 2.14) muestra que la influencia marina en la sedimentación de esta unidad fue mayor de lo previamente interpretado. Además, la abundancia de estos microfósiles y la frecuencia con la que se repiten en el registro estratigráfico de la unidad indican que esta influencia marina no se debió a incursiones esporádicas de aguas marinas en un sistema continental, sino que sugieren que la sedimentación tuvo lugar en un medio costero con una continua interrelación entre el ámbito marino y el continental (ver más detalles en el capítulo 3 de esta memoria).

En todas las columnas estratigráficas que contienen evidencias micropaleontológicas de influencia marina se ha observado una distribución similar de éstas, que son muy escasas o ausentes en la parte inferior de las columnas, aumentando progresivamente hacia la parte media y alcanzando su máxima abundancia a techo (Fig. 2.14). Esta tendencia a una mayor influencia marina hacia techo es común a los litosomas del sector oriental y a los del sector occidental, pese a las diferencias sedimentológicas observadas entre éstos (ver apartado anterior, 2.4.1), lo que sugiere que el periodo de mayor influencia marina pudo haber sido isócrono, registrándose a techo de todos los litosomas de la unidad. Por esta razón, se ha utilizado el techo de las columnas estratigráficas como nivel tentativo de correlación general para toda la unidad (Fig. 2.14).

2.4.3 - Implicaciones cronoestratigráficas

Dada la escasez de fósiles con valor bioestratigráfico en la Cuenca de Cameros oriental (Martín-Closas y Alonso, 1998; Schudack y Schudack, 2009), los nuevos datos obtenidos en esta tesis doctoral sobre la influencia marina en la Fm Leza y sobre las relaciones estratigráficas de esta unidad con las adyacentes, suponen un importante avance para el conocimiento de la cronoestratigrafía de la cuenca. Además, estos datos pueden ayudar a resolver la problemática planteada desde hace medio siglo sobre la litoestratigrafía y la datación de las unidades del borde norte de la Cuenca de Cameros (Fig. 2.2).

Por un lado, tanto la cartografía geológica como las columnas estratigráficas muestran que la Fm Leza está relacionada lateralmente con la Fm Jubera infrayacente, por lo que puede considerarse que ambas unidades forman parte de una misma secuencia deposicional. Esta secuencia estaría caracterizada por una primera etapa en la que predominó el depósito de facies clásticas, generalmente conglomerados, que pasaron gradualmente a una segunda etapa dominada por depósitos carbonáticos con influencia clástica variable. Por otro lado, todo el conjunto de la Fm Leza se encuentra también relacionada lateralmente con los depósitos del Gr Enciso, lo que ha sido confirmado por la presencia de los mismos microfósiles marinos en ambas unidades. Estos datos validan la interpretación tradicionalmente realizada por numerosos autores (Fig. 2.2) de que la Fm Leza pertenece litoestratigráficamente al Gr Enciso. Por lo tanto, puede deducirse que el Gr Enciso también forma parte de la misma secuencia deposicional que las Fms Jubera y Leza, de forma que la alternancia de margas, lutitas, areniscas y carbonatos del Gr Enciso serían los depósitos predominantes durante el desarrollo de esta secuencia en el área central de la Cuenca de Cameros oriental, mientras que éstos pasarían hacia el borde norte de la cuenca a los depósitos fundamentalmente carbonáticos, más distales y con mayor influencia marina de la Fm Leza.

Respecto a los datos proporcionados por las evidencias de influencia marina, cabe destacar que los microfósiles encontrados en la Fm Leza no son definitorios de un determinado intervalo temporal a pequeña escala, pero ambos son característicos de los depósitos marinos someros carbonáticos de edad Barremiense-Albiense que en el ámbito septentrional del Tetis suelen clasificarse informalmente como *urgonianos*. Las algas dasycladales encontradas en la Fm Leza (*Salpingoporella urladanasi*) han sido descritas con anterioridad

únicamente en depósitos de edades comprendidas entre el Barremiense y el Albiense (Carras et al., 2006). Los foraminíferos del género *Istriloculina*, sin embargo, tienen una distribución estratigráfica que abarca prácticamente todo el Cretácico Inferior, aunque un repaso a los trabajos en los que se describe este género (ver más detalles en el apartado 3.4.2 de esta memoria) muestra que la mayoría de citas corresponden a depósitos de edad Barremiense-Aptiense (p.ej. Iovcheva, 1962; Neagu, 1984; Bernaus et al., 2002; Masse et al., 2003; 2009).

Por lo tanto, los nuevos datos cartográficos, estratigráficos y micropaleontológicos presentados en esta tesis apoyan la interpretación de Mas et al. (1993; 2002a; 2004; 2011) y Martín-Closas y Alonso (1998) en la que el Gr Enciso, la Fm Jubera y la Fm Leza pertenecen a la misma secuencia deposicional (actualmente considerada la séptima en el relleno de la cuenca, Fig. 1.5), de edad Barremiense superior-Aptiense inferior. Teniendo en cuenta esta interpretación cronoestratigráfica para el conjunto de la secuencia deposicional y la tendencia al aumento de la influencia marina hacia techo descrita en la Fm Leza, puede obtenerse una mayor resolución en la datación de esta unidad. A este respecto, dado que la Cuenca de Cameros es una cuenca sedimentaria situada en el interior de la Placa Ibérica y caracterizada, en general, por depósitos continentales y costeros, cabe plantear la hipótesis de que la máxima influencia marina en los depósitos de la Cuenca de Cameros durante la sedimentación de una determinada secuencia, podría correlacionarse, aproximadamente, con el periodo de máxima transgresión registrado en los depósitos de la misma secuencia en cuencas marinas adyacentes. Por esta razón, aunque el contexto paleogeográfico de la Fm Leza es tratado con mayor detalle en el capítulo 7 de esta memoria, merece la pena resaltar aquí parte de la revisión bibliográfica realizada en este trabajo sobre el registro sedimentario de otras cuencas marinas coetáneas con la Fm Leza.

El periodo entre el Barremiense superior y el Aptiense inferior está marcado por una tendencia generalizada al aumento del nivel del mar, especialmente importante en el Aptiense inferior (también conocido como Bedouliense), que es ampliamente considerado un periodo transgresivo (p.ej. Tyson y Funnell, 1987; Ruffell, 1991; Sahagian et al., 1996; Mutterlose, 1998; Huang et al., 2010; Moullade et al., 2011; 2014). Esta tendencia transgresiva del Aptiense inferior se observa también en las cuencas sedimentarias marinas próximas a la Cuenca de Cameros: la Cuenca Vasco-Cantábrica (p.ej. García-Mondéjar, 1990; Wilmsen, 2005; García-Mondéjar et al., 2009; Najarro et al., 2011), la Cuenca Ibérica (p.ej. Canerot et al., 1982; Vilas et al., 1983; Soria et al., 1992; Salas y Martín-Closas, 1995; Moreno-Bedmar et al., 2009; Bover-Arnal et al., 2010; Embry et al., 2010; Peropadre, 2012), y la Cuenca Pirenaica (p.ej. Peybernès, 1976; Rosell y Llompart, 1982; García-Senz, 2002; Bernaus et al., 2003).

La cronoestratigrafía de los ciclos transgresivo-regresivos definidos en el registro Barremiense superior-Aptiense inferior de estas cuencas sedimentarias varía según la localización, la metodología y la resolución de los estudios, por lo que las edades concretas de los ciclos difieren ligeramente entre algunos de los trabajos sobre las cuencas marinas cretácicas del norte y este de la Península Ibérica. Sin embargo, en la mayoría de estos trabajos, el máximo transgresivo del Aptiense inferior suele situarse en las dos biozonas medias de éste²: la biozona *Deshayesites forbesi* (también conocida como *D. weissii*) y la biozona *Deshayesites deshayesi* (p.ej. García-Senz, 2002; Bernaus et al., 2003; Willmsen, 2005; García-Mondéjar et al., 2009; Moreno-Bedmar et al., 2009; Bover-Arnal et al., 2010; Embry et al., 2010; Najarro et al., 2011; Peropadre, 2012). Estos datos de la Península Ibérica son consistentes con la mayoría de las edades propuestas para el máximo eustático de este intervalo temporal en otras cuencas marinas, tanto en las más próximas a la Península Ibérica, del ámbito tetisiano y del Atlántico norte (p.ej. Arnaud-Vanneau y Arnaud, 1990; Jacquin et al., 1998 y referencias en su interior; Haq y Al-Qahtani, 2005; Bachmann y Hirsch, 2006; Masse y Fenerci Masse, 2011), como en otras cuencas de áreas más lejanas (p.ej. en el Pacífico: Jenkyns, 1995; Röhl y Ogg, 1998). Por lo tanto, el máximo transgresivo de la parte media-superior del Aptiense inferior puede considerarse un evento eustático de amplia extensión geográfica, prácticamente global.

2.- Sin embargo, recientemente, Bover-Arnal et al. (2015) han realizado una reinterpretación de la cronoestratigrafía de la Cuenca del Maestrazgo en la que consideran que el máximo transgresivo del Aptiense inferior en ese sector se encontraría en la parte inferior de la última biozona de este periodo: la biozona *Dufrenoyia furcata*.

La hipótesis de la correlación aproximada entre la máxima influencia marina a techo de la Fm Leza (secuencia Barremiense superior-Aptiense inferior de la cuenca continental-costera de Cameros) con el máximo transgresivo de este mismo periodo en las cuencas marinas del norte y el este de la Península Ibérica se ve reforzada si se considera en detalle el registro sedimentario de dichas cuencas marinas (Vasco-Cantábrica, Ibérica y Pirineos). Durante el Barremiense superior-Aptiense inferior, la sedimentación en ellas fue eminentemente marina somera, caracterizada por el desarrollo de plataformas carbonáticas de tipo *urgoniano* (véanse como ejemplo las revisiones de Berástegui et al., 2002; Mas et al., 2002b; 2004; Rosales et al., 2002; García-Mondéjar et al., 2004; Robador y García-Senz, 2004; así como las numerosas referencias en todos ellos). El pulso transgresivo del Aptiense inferior supuso en estas cuencas el paso, relativamente rápido de las plataformas carbonáticas a facies más profundas, comúnmente margas oscuras ricas en ammonites y con abundante materia orgánica (p.ej. Bernaus et al., 2003; Bover-Arnal et al., 2010; Moreno-Bedmar et al., 2010; Millán et al., 2011; Najarro et al., 2011).

Una evolución muy similar se aprecia en la mayoría de las cuencas marinas de este intervalo temporal, en las que como consecuencia de la transgresión Aptiense inferior se produce un importante desplazamiento hacia el continente de las facies marinas someras y de la sedimentación carbonática (Moullade et al., 2014). En concreto, en algunas de las cuencas marinas de la Península Ibérica se depositaron, durante el Barremiense superior, facies carbonáticas costeras muy similares a las de la Fm Leza, con carofitas, dasycladales y miliólidos (incluyendo los mismos géneros encontrados en la Fm Leza), que dieron paso, durante el Aptiense inferior a facies marinas más profundas (p.ej. Bernaus et al., 2003; Albrich et al., 2006; Climent-Domènech et al., 2009), por lo que es muy probable que las facies carbonáticas costeras migraran tierra adentro hacia la Cuenca de Cameros. Estos datos apoyarían la hipótesis de la correlación aproximada de la máxima influencia marina registrada en la Fm Leza con el episodio transgresivo generalizado de la parte media-superior del Aptiense inferior.

2.5 - CONCLUSIONES PARCIALES DEL CAPÍTULO

En este capítulo se repasan los trabajos previos sobre la Fm Leza, presentando las problemáticas principales que han sido planteadas en estos trabajos previos y que todavía no han sido resueltas. Además, se incluyen en este capítulo los nuevos datos de carácter cartográfico y estratigráfico aportados por esta tesis, detallando las principales implicaciones de éstos en cuanto a la estratigrafía de los depósitos del borde norte de la Cuenca de Cameros, la edad de éstos y la influencia marina en su sedimentación.

- Este trabajo supone el primer estudio detallado y exhaustivo sobre la Fm Leza a lo largo de toda su extensión. La cartografía geológica presentada en esta tesis supone un importante avance en el conocimiento del borde norte de la Cuenca de Cameros. En ella se muestran nuevos afloramientos de las Fms Jubera y Leza, así como nuevos datos tectónicos.

- Se caracterizan de forma detallada las unidades cartografiadas en el borde norte de la cuenca, así como las relaciones entre ellas. Se figuran y se describen los cambios laterales de facies entre la Fms Jubera y Leza, y entre la Fm Leza y el Gr Enciso. Se confirma que la Fm Leza pertenece litoestratigráficamente al Gr Enciso y que ambas, junto a la Fm Jubera, conforman el relleno sedimentario de una misma secuencia deposicional (SD7) en el borde norte de la cuenca.

- Se describen nueve litosomas de las Fms Jubera y Leza y se interpretan como cubetas tectónicas controladas por fallas que afectaron al sustrato Jurásico marino de la cuenca. El control tectónico en la sedimentación de estas dos unidades será tratado con mayor detalle en el capítulo 7 de esta memoria.

- La realización de doce columnas estratigráficas en ocho de los nueve litosomas descritos muestra que existen importantes diferencias en el registro estratigráfico de cada litosoma. Sin embargo, se pueden distinguir dos variedades principales en el relleno de la Fm Leza, una en el sector occidental de la unidad y otra en el sector oriental.

- El estudio petrográfico de aproximadamente 800 muestras obtenidas a lo largo de toda la unidad pone de manifiesto que las evidencias micropaleontológicas de influencia marina en la sedimentación de la Fm Leza son mucho más abundantes de lo planteado previamente. Estas evidencias son: algas dasycladales de la especie *Salpingoporella urladanasi*, foraminíferos bentónicos del género *Istriloculina*, y la presencia de poblaciones homogéneas de carofitas porocaráceas, indicadoras de medios costeros salobres. Estos microfósiles marinos han sido descritos también, y por primera vez, en las facies características del Gr Enciso. Las implicaciones paleoecológicas y sedimentológicas de estos microfósiles serán tratadas con mayor detalle en el capítulo 3 de esta memoria.

- La combinación de los nuevos datos estratigráficos y de las evidencias micropaleontológicas de influencia marina permite confirmar que el relleno de la secuencia deposicional SD7 en el borde norte de la Cuenca de Cameros tiene una edad Barremiense superior-Aptiense inferior.

- En la gran mayoría de las columnas estratigráficas estudiadas se observa una tendencia general a una mayor influencia marina hacia techo de la unidad. Esta tendencia se ha comparado con el eustatismo positivo generalizado del Aptiense inferior, permitiendo interpretar que el techo de la Fm Leza es probablemente correlacionable con el máximo transgresivo de este intervalo temporal, datado en la parte media-superior del Aptiense inferior.

Capítulo 3



Capítulo 3. ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO Y PALEOAMBIENTAL DE LA FM LEZA: RELEVANCIA DE LOS HUMEDALES COSTEROS COMO SISTEMAS DEPOSICIONALES EN EL REGISTRO GEOLÓGICO

ÍNDICE

3.1 - INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS PARCIALES DEL CAPÍTULO

3.1.1 - Problemática general del capítulo

3.1.2 - Objetivos del artículo incluido en este capítulo

3.1.2.1 - Interpretación sedimentológica de los depósitos de la Fm Leza

3.1.2.2 - Clasificación sedimentológica del sistema deposicional de la Fm Leza

3.1.2.3 - Caracterización general de los depósitos de humedales costeros

3.1.3 - Objetivos del estudio paleoecológico

3.1.4 - Objetivos de la comparación de los depósitos de la Fm Leza con análogos actuales

3.2 - ANTECEDENTES Y CONTEXTO HISTÓRICO

3.2.1 - Sistemas parálcos

3.2.2 - Llanuras costeras

3.2.3 - Humedales

3.2.4 - Humedales costeros

3.3 - SEDIMENTOLOGÍA DE LA FM LEZA

3.3.1 - Asociación de facies de calizas negras

3.3.2 - Asociación de facies de calizas grises tableadas

3.3.3 - Asociación de facies de oolitos-estromatolitos

3.3.4 - Asociación de facies de dolomías y evaporitas

3.3.5 - Asociación de facies clásticas

3.3.6 - Estudio de las paleocorrientes

3.3.7 - Interpretación sedimentológica general de la Fm Leza

3.4 - ASPECTOS PALEOECOLÓGICOS DE LA FM LEZA

3.4.1 - Carofitas y dasycladales

3.4.1.1 - Carofitas

3.4.1.2 - Dasycladales

3.4.1.3 - Interpretación paleoecológica de carofitas y dasycladales

3.4.2 - Foraminíferos bentónicos

3.4.3 - Ostrácodos

3.4.4 - Interpretación paleoecológica general de la Fm Leza

3.5 - ANÁLOGOS ACTUALES

3.5.1 - Los Everglades (Florida, EEUU)

3.5.2 - La Camarga (SE de Francia)

3.5.3 - Los humedales de Mesopotamia (SE de Irak y O de Irán)

3.5.4 - Otros análogos actuales

3.6 - CONCLUSIONES PARCIALES DEL CAPÍTULO

* **ARTÍCULO:** Suarez-Gonzalez et al. (2015) Sedimentology of ancient coastal wetlands: Insights from a Cretaceous multifaceted depositional system. *Journal of Sedimentary Research* 85: 151-173.

3 - ESTUDIO SEDIMENTOLÓGICO Y PALEOAMBIENTAL DE LA FM LEZA: RELEVANCIA DE LOS HUMEDALES COSTEROS COMO SISTEMAS DEPOSICIONALES EN EL REGISTRO GEOLÓGICO

3.1 - INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS PARCIALES DEL CAPÍTULO

Este capítulo contiene el artículo “*Sedimentology of ancient coastal wetlands: Insights from a Cretaceous multifaceted depositional system*” (publicado en el volumen 89 de la revista *Journal of Sedimentary Research*), que presenta el estudio sedimentológico de la Fm Leza y la comparación de sus depósitos con otros similares, tanto actuales como del registro geológico, con características intermedias o mixtas entre ambientes continentales y marinos. Este estudio ha permitido plantear una novedosa interpretación sedimentológica de la Fm Leza como un sistema de humedales costeros. Este capítulo contiene también resultados inéditos sobre el estudio de las paleocorrientes (apartado 3.3.6) y sobre la paleoecología de la Fm Leza (apartado 3.4), estos últimos centrados en la distribución de carofitas, algas dasycladales, foraminíferos y ostrácodos, que aportan gran información sobre la diversidad de paleoambientes del sistema deposicional de esta unidad. Por último, este capítulo incluye un estudio inédito (apartado 3.5) que compara en detalle las características y la evolución de algunos ejemplos de humedales costeros actuales con los aspectos sedimentológicos y paleoecológicos de la Fm Leza.

En resumen, el estudio paleoambiental detallado y con enfoque comparativo presentado en este capítulo muestra los aspectos sedimentarios y bióticos más comunes de los humedales costeros, por lo que ha permitido proponer una caracterización general de sus depósitos y un modelo para su sedimentación, de utilidad para el futuro reconocimiento e interpretación de este tipo de sistemas en el registro geológico.

3.1.1 - Problemática general del capítulo

En los estudios sedimentológicos existe una cierta tendencia a dividir los sistemas deposicionales del registro geológico en marinos y continentales. Guerloget y Perthuisot (1992, p. 216) observan la misma tendencia en estudios ecológicos y sedimentológicos de medios actuales y añaden: “entre estos dos grandes dominios [continental y marino] existen bastantes medios aparentemente muy diferentes unos de otros y descritos por una extensa terminología. (...) Los términos genéricos usados para caracterizar estos medios son tan imprecisos como insatisfactorios y muestran la perplejidad de los autores que se enfrentan al carácter «mixto» de estos medios y a su diversidad (...). En la literatura (tanto biológica como geológica) se pueden encontrar términos como: áreas de transición, zonas de mezcla, medios intermedios, áreas de salinidad variable, franjas costeras o medios salobres”. De forma similar, Plaziat (1982) señaló la dificultad de la interpretación y clasificación sedimentológica de los depósitos de este tipo de sistemas, señalando la imprecisión de las clasificaciones comúnmente utilizadas (‘de transición’, ‘marginales’ o ‘litorales’) e insistiendo en que, en la medida de lo posible, se debían utilizar términos de ambientes concretos o, por el contrario, “admitir la impotencia mediante el empleo de términos como ‘medios de salinidad variable’” (p. 187).

Desde este punto de vista, la diversidad terminológica utilizada para este tipo de medios respondería a la propia complejidad de los sistemas, que no son ni continentales ni marinos pero tienen características de ambos dominios. Esta complejidad implica que la interpretación paleoambiental de depósitos formados en los medios ‘de transición’ requiera un análisis detallado y multidisciplinar de aspectos sedimentológicos y paleontológicos (p.ej., Andrews, 1985; Noe-Nygaard y Surlyk, 1988; Tibert y Scott, 1999; Azerêdo et al., 2002a; Batten, 2002; Arp y Mennerich, 2008; Schultze, 2009; Díez-Canseco et al., 2014). De hecho, Plint (1984), en su estudio de los depósitos de un complejo sistema Eoceno de islas barrera, *lagoones*, lagos, marismas y canales fluviales, llegó a afirmar que fueron los fósiles de organismos sensibles a la salinidad los que facilitaron “la reconstrucción detallada de los diversos medios costeros, que habrían sido muy difíciles (si no imposibles) de reconocer basándose únicamente los sedimentos” (p. 222). De forma similar,

los primeros trabajos que estudiaron parcialmente los depósitos de la Fm Leza los consideraron como continentales (p.ej., Salomon, 1982), y no fue hasta el hallazgo de microfósiles marinos (dasycladales: Guiraud, 1983; dasycladales y foraminíferos: Alonso y Mas, 1993) que se comenzó a considerar una posible influencia marina en la sedimentación de la unidad (ver apartado 2.2 de esta memoria).

La Fm Leza contiene una gran variedad de facies, tanto clásticas como carbonáticas, que abarcan desde conglomerados con bloques de tamaño decimétrico hasta calizas de origen microbiano, incluyendo areniscas, margas, paleosuelos o dolomías con pseudomorfo de evaporitas. Además, incluye restos fósiles, tanto de origen continental (vertebrados terrestres, carofitas) como de origen marino (foraminíferos bentónicos, algas dasycladales). Este capítulo trata tanto los aspectos sedimentológicos como los paleoecológicos de la Fm Leza, reevaluando la influencia marina en su sedimentación y considerando la unidad no ya como un sistema continental con incursiones marinas puntuales, sino como un sistema de humedales costeros con la compleja interrelación de medios continentales y marinos someros que caracteriza a estos sistemas.

El término ‘humedales costeros’ se ha elegido para la clasificación de la Fm Leza, mediante la comparación detallada de sus depósitos con los de sistemas actuales. Aunque en la actualidad este tipo de sistemas son ampliamente estudiados, en sedimentología de unidades antiguas no han sido considerados tradicionalmente considerados como un sistema deposicional. Las razones para la elección de este término se detallan en el apartado 3.2 de este capítulo, así como en el artículo incluido, pero cabe resaltar que ‘humedales costeros’ es un término que puede incluir una gran variedad de medios costeros diferentes pero que, a la vez, evita la ambigüedad de las clasificaciones tradicionalmente usadas para estos sistemas (‘intermedios’, ‘de transición’, ‘marginales’ o ‘litorales’), y es más preciso pues, como aconsejaba Plaziat (1982), hace referencia a sistemas sedimentarios concretos, cuya geomorfología y registro sedimentario puede ser estudiado hoy en día.

3.1.2 - Objetivos del artículo incluido en este capítulo

El objetivo principal del artículo contenido en este capítulo es aportar unas características sedimentológicas generales de los depósitos de humedales costeros que faciliten el reconocimiento y el estudio de este tipo de sistemas en el registro geológico. El planteamiento de este objetivo principal surgió a partir de la realización de los demás objetivos secundarios planteados durante el trabajo, que se detallan a continuación.

3.1.2.1 - Interpretación sedimentológica de los depósitos de la Fm Leza

Dada la gran complejidad sedimentológica de la Fm Leza, el primer objetivo del trabajo fue la descripción detallada de todas las facies diferenciadas en la Fm Leza, la agrupación de éstas en asociaciones de facies y la interpretación de los medios sedimentarios, haciendo especial hincapié en las relaciones espaciales y temporales que existieron entre esos medios y en la diferenciación entre los de afinidad marina y los de afinidad continental (véase el apartado *Sedimentology of the Leza Fm* del artículo).

3.1.2.2 - Clasificación del sistema deposicional de la Fm Leza

Una vez interpretada la variedad de medios sedimentarios de la Fm Leza, el segundo objetivo del artículo fue la caracterización general del sistema deposicional en el que se sedimentó la unidad (véase el apartado *General depositional system of the Leza Fm* del artículo). La complejidad de este sistema deposicional hace que su clasificación sedimentológica no sea sencilla, debido, por un lado, a que en la literatura se han utilizado diferentes términos para clasificar unidades similares a la Fm Leza, y, por otro lado, a que la diversidad de medios sedimentarios que coexistieron en el sistema de la Fm Leza puede llevar a interpretar

la existencia de distintos sistemas deposicionales para afloramientos o sectores diferentes de la misma unidad (como hizo Guiraud, 1983, que clasificó la parte occidental de la Fm Leza como sistemas lacustres y palustres de agua dulce, y la parte oriental de la unidad como llanuras deltaicas con influencia marina).

De esta forma, la búsqueda de la nomenclatura más apropiada para caracterizar el sistema deposicional de la Fm Leza en su totalidad se convirtió, a su vez, en un objetivo fundamental del artículo. Este objetivo va más allá de una mera cuestión terminológica, pues la correcta clasificación del sistema deposicional de la Fm Leza tiene importantes implicaciones paleogeográficas, sobre todo teniendo en cuenta las diferentes interpretaciones sedimentológicas que se han hecho de esta unidad (p.ej., Guiraud, 1983; Alonso y Mas, 1993; Doublet, 2004; Clemente, 2010; ver apartado 2.2 de esta memoria). Para realizar este objetivo se compararon las principales características sedimentológicas de la Fm Leza con numerosas unidades similares y con sistemas sedimentarios actuales, y se consideraron todos los términos diferentes que podrían aplicarse a la totalidad o a parte del sistema de la Fm Leza (p.ej., 'llanuras deltaicas', 'llanuras de marea', 'lagunes', 'lagos costeros', 'marismas'). El término elegido para caracterizar el sistema deposicional general de la Fm Leza fue 'humedales costeros', por adaptarse mejor a la diversidad de medios diferentes interpretados para esta unidad (ver detalles en el apartado *Looking for analogues and names for the Leza Fm system: Coastal wetlands* del artículo).

3.1.2.3 - Caracterización general de los depósitos de humedales costeros

La revisión bibliográfica llevada a cabo para la realización del objetivo anterior puso de relieve que los humedales costeros modernos son sistemas ampliamente estudiados en trabajos de geomorfología, sedimentología actual y ecología (véanse las monografías de Batzer y Sharitz, 2006, Barendregt et al., 2009 y Perillo et al., 2009, con numerosos casos particulares y artículos de revisión). Al mismo tiempo, la revisión bibliográfica mostró también que muchas de las unidades geológicas revisadas tenían características similares a las de los humedales costeros actuales, pero en muy pocos trabajos se había optado por ese término a la hora de clasificar los sistemas deposicionales de esas unidades. Dada la diversidad y poca precisión de algunos términos aplicados a los depósitos de sistemas costeros (p.ej. 'intermedios', 'de transición' o 'marginales'; ver Plaziat, 1982 y Guerloget y Perthuisot, 1992), y puesto que el concepto de 'humedales costeros' había resultado muy útil para caracterizar la Fm Leza, se consideró que esta denominación podría ser aplicada a otras unidades costeras complejas con clasificaciones difíciles o controvertidas debido a que sus características no se ajusten de forma completa a los modelos de facies establecidos para sistemas costeros (p.ej., deltas, estuarios, *lagunes* o llanuras de marea). Al no haber encontrado en la bibliografía trabajos de revisión que consideraran el registro geológico de humedales costeros desde un punto de vista sedimentológico, se optó por proponer las características sedimentológicas comunes a la Fm Leza y a los demás sistemas deposicionales revisados, tanto fósiles como modernos, como criterios generales para la caracterización y estudio de sistemas de humedales costeros en el registro geológico (véase el apartado final del artículo, *Concluding remarks: Sedimentological criteria for the characterization of ancient coastal wetland systems*).

3.1.3 - Objetivos del estudio paleoecológico

Este capítulo incluye, además, un estudio paleoecológico detallado que complementa el estudio sedimentológico plasmado en el artículo, permitiendo realizar una mejor reconstrucción de los diferentes paleoambientes de los humedales costeros de la Fm Leza. Para esto, el estudio paleoecológico tiene en cuenta todos los restos fósiles encontrados hasta ahora en esta unidad, pero se centra principalmente en el análisis de cuatro grupos con especial relevancia en la interpretación paleoecológica: carofitas, dasycladales, foraminíferos y ostrácodos.

Estos grupos representan la variedad paleoambiental de la Fm Leza. Las carofitas son organismos de afinidad continental, aunque algunas pueden tolerar una cierta influencia de agua marina, y su estudio detallado ha demostrado ser una muy buena herramienta, tanto en medios continentales como costeros, para diferenciar sutiles cambios hidroquímicos que no quedan reflejados en el sedimento (p.ej., Anadón et al., 2000; Pereira et al., 2003; Rodrigo et al., 2010; Sanjuan y Martín-Closas, 2012). Las dasycladales y los foraminíferos, por el contrario, son de afinidad marina, por lo que el análisis de su distribución y de las relaciones entre ellos y con las carofitas permite aclarar la extensión e importancia de la influencia marina en la sedimentación de la Fm Leza. Los ostrácodos pueden habitar tanto en medios marinos como continentales, siendo especialmente relevantes en medios de transición con condiciones anómalas o variables entre ambos extremos (p.ej., Carbonel, 1982; Tibert y Scott, 1999; Horne, 2002).

Los nuevos datos paleoecológicos presentados en esta tesis se han obtenido en colaboración con los paleontólogos más relevantes a nivel nacional e internacional de cada grupo fósil, con la excepción de los ostrácodos, que ya han sido estudiados con anterioridad, por lo que sus análisis en este capítulo se realiza a partir de datos bibliográficos. De este modo, la combinación de datos previos y de datos inéditos permite alcanzar un gran nivel de detalle en la interpretación paleoecológica, detectando variaciones ambientales a muy diferentes escalas espaciales (desde grandes variaciones laterales en el sistema deposicional a pequeñas variaciones dentro de un mismo cuerpo de agua) y temporales (desde cambios progresivos a lo largo de las columnas estratigráficas a variaciones milimétricas dentro de una misma capa). Este amplio espectro de variabilidad ecológica es una de las características fundamentales de los humedales costeros actuales (p.ej., Hardie y Garret, 1977; Britton y Podlaski, 1981; Wolanski et al., 2009).

3.1.4 - Objetivos de la comparación de los depósitos de la Fm Leza con análogos actuales

Dado que la clasificación de depósitos antiguos como humedales costeros no parece estar ampliamente extendida en la literatura sedimentológica, un requisito fundamental para el uso de esta clasificación en el caso de la Fm Leza es la comparación de los depósitos de esta unidad y de las características interpretadas a partir de ellos con lo observado en sistemas de humedales costeros actuales. Un resumen parcial de esta comparación puede leerse en el apartado *Looking for analogues and names for the Leza Fm system: Coastal wetlands* del artículo incluido en este capítulo. Sin embargo, las limitaciones de temática y extensión de un artículo científico no han permitido incluir en dicho apartado gran cantidad de detalles sedimentológicos y ecológicos de humedales costeros actuales muy similares a los descritos en los depósitos de la Fm Leza. Estos aspectos se detallan en el apartado 3.5 de este capítulo.

Para este estudio comparativo se han utilizado varios sistemas actuales, aunque tres han sido analizados con mayor detalle: los Everglades del sur de Florida (EEUU), la Camarga del sureste de Francia y los humedales de Mesopotamia (SE de Irak y O de Irán). Ninguno de estos tres ejemplos representa un análogo perfecto del sistema deposicional de la Fm Leza, debido fundamentalmente a que estos ejemplos se sitúan en contextos geotectónicos muy diferentes del de la unidad estudiada en este trabajo. Sin embargo, cada uno de ellos contiene características que también están presentes en los depósitos de la Fm Leza, por lo que un conocimiento detallado de los tres sistemas y de los factores que controlan su desarrollo y evolución es necesario para la correcta interpretación paleoambiental de esta unidad y de otros humedales costeros en el registro geológico.

3.2 - ANTECEDENTES Y CONTEXTO HISTÓRICO

Las unidades depositadas en sistemas intermedios entre el dominio marino y el dominio continental suelen plantear un reto, desde el punto de vista sedimentológico, pues comúnmente incluyen características

sedimentarias de ambos dominios, o características de origen incierto o controvertido (Schultze, 2009). Esta ‘ambigüedad sedimentológica’ de los depósitos costeros se ha manifestado repetidamente a lo largo de todo el Fanerozoico (Paleozoico, p.ej., Tibert y Scott, 1999; Mesozoico, p.ej., Azerêdo et al., 2002a; Cenozoico, p.ej., Plint, 1984) y es aún mayor en el caso de depósitos Proterozoicos y Arcaicos, por la ausencia de metazoos fósiles y por las diferencias de algunos de estos depósitos con los formados en medios actuales (p.ej., Awramik y Buchheim, 2009). De hecho, incluso en sistemas costeros actuales puede no resultar sencillo delimitar de forma exacta la influencia del dominio continental y del dominio marino (Carter, 1988; Haslett, 2000).

Por lo tanto, la identificación de depósitos costeros en el registro sedimentario puede resultar difícil, e incluso una vez identificados como costeros, algunos de estos depósitos pueden presentar ambigüedad en cuanto a su clasificación concreta. Plaziat (1982) reconoce esta ambigüedad en la propia noción de ‘medios de transición’, concepto poco explícito que engloba a toda una serie de medios intermedios diferentes pero relacionados entre sí, por lo que propone el uso de términos compuestos, como ‘fluvio-marino’ o ‘laguno-lacustre’ para indicar medios intermedios o variables entre dos extremos. Un ejemplo clásico de esta problemática de la clasificación sedimentológica de unidades costeras es el *Great Estuarine Group* del Jurásico Medio (Bathonense) del noroeste de Escocia. Según Hudson (1980), este Grupo fue interpretado en su conjunto como un estuario por Judd (1878), entendiendo por ‘estuario’ cualquier medio sedimentario de salinidad diferente a la marina normal. Ya en el siglo XX, Hudson (1963) propuso que el sistema sedimentario general en el que se depositó el Grupo sería una serie de amplios *lagoones* someros de salinidad predominantemente salobre. Posteriormente, se ha considerado que este Grupo representa, en realidad, un sistema complejo formado por la combinación de diferentes medios sedimentarios: medios fluviales, deltas, *lagoones* salobres y *lagoones* de agua dulce (Andrews, 1985; Hudson et al., 1995).

De esta forma, uno de los enfoques principales del artículo incluido en este capítulo es terminológico, pues la complejidad ambiental inherente a este tipo de depósitos dificulta encontrar un único término que englobe a todos los posibles medios sedimentarios del sistema, sobre todo en casos en los que los depósitos estudiados no formen parte de un sistema sedimentario mayor (p.ej. delta o estuario), como ocurre con la Fm Leza. En el apartado *Looking for analogues and names for the Leza Fm system: Coastal wetlands*, de este artículo, se analizan y discuten la mayoría de los términos sedimentológicos que se podrían aplicar al sistema deposicional de la Fm Leza, siguiendo el consejo de Plaziat (1982), que incitaba a sedimentólogos y paleoecólogos a realizar un “esfuerzo de clarificación” para buscar términos ambientales más concretos para los sistemas ‘de transición’. En la Tabla 3.1 se resumen los principales usos y características de los términos analizados en el artículo. Además, a continuación se amplía información sobre algunos de ellos desde una perspectiva histórica.

3.2.1 - Sistemas parállicos

‘Parállico’ es un adjetivo derivado del prefijo griego παρα- (*para-*, ‘próximo a’) y del término ἅλς (*hals*, ‘sal’ y, por extensión, ‘mar’), que significa literalmente ‘cercano al mar’ o ‘costero’. De hecho, este adjetivo se encuentra en el origen de la palabra ‘playa’ en griego moderno: παραλία (*paralía*). Uno de los primeros usos del adjetivo ‘parállico’ en un contexto geológico aparece en el tratado general de Naumann (1854), en el que denomina “formaciones carboníferas parállicas” (*paralischen Steinkohlenformationen*, en alemán) a las unidades con carbones formadas en medios de transición, diferenciándolas de las “límnicas” (*limnischen Steinkohlenformationen*), formadas en medios lacustres (Naumann, 1854, pp. 445-447). A partir de este tratado, el término ‘parállico’ pasó a ser ampliamente usado en la literatura geológica europea de comienzos del siglo XX, para estudios sobre el carbón y su origen (p.ej., Stremme, 1911; Pruvost, 1930). Este término también pasó a la literatura geológica anglosajona, a través de los estudios sobre el origen del carbón de Stevenson (1911;1912) y de las revisiones de unidades y faunas Carboníferas y Pérmicas de Schuchert (1928), quien definió las cuencas carboníferas parállicas como aquéllas en las que “alternaron condiciones continentales y marinas someras” (p. 784).

TÉRMINO	CARACTERÍSTICAS Y USO	BIBLIOGRAFÍA
<i>Tidal flat</i> (llanura mareal)	<ul style="list-style-type: none"> - Puede ser independientes o formar parte de estuarios o deltas dominados por las mareas. - Suele contener cuerpos de agua someros con salinidades variables y zonas vegetadas. - Incluye depósitos de llanuras fangosas o arenosas, de barras arenosas y de canales mareales, que comúnmente muestran estructuras sedimentarias de origen mareal. 	West (1975); Hardie y Garrett (1977); Bird (2008); Gao (2009); Dalrymple (2010); Maloof y Grotzinger (2012)
<i>Delta plain</i> (llanura deltaica)	<ul style="list-style-type: none"> - Forma parte de sistemas deltaicos mayores. La evolución general de estos sistemas clásticos es progradante. - Contiene cuerpos de agua con salinidad variable separados por zonas vegetadas. - Incluyen depósitos de los canales distributarios del delta. 	Friedman y Sanders (1978); Miall (1979); Águeda et al. (1991); Sasser et al. (2009); Bhattacharya (2010); Flaux et al. (2012)
<i>Coastal plain</i> (llanura costera)	<ul style="list-style-type: none"> - Término geográfico que designa zonas llanas costeras, generalmente con gran acumulación de sedimento y de materia orgánica. - En la actualidad, suele usarse de forma meramente descriptiva, sin connotaciones sedimentológicas. 	Lagaaij y Kopstein (1964); Colquhoun (1968); Evans (1970); Selley (1976); MacNeil y Jones (2006); Nagy et al. (2011); Flaig et al. (2014)
<i>Fan delta</i>	<ul style="list-style-type: none"> - Abanicos aluviales cuyos sedimentos se depositan parcial o totalmente de forma subacuática en cuerpos de agua relativamente grandes y perennes, como el mar o un lago. - Depósitos clásticos de grano grueso comúnmente intercalados con depósitos formados por sedimentación subacuática (p.ej. lutitas o calizas) y/o con evidencias de haberse depositado bajo agua (como abundante bioturbación). 	Fernández et al. (1988); Nemec y Steel (1988); Postma (1990); Dabrio y Polo (1991); Horton y Schmitt (1996); Blair y McPherson (2008)
<i>Lagoon</i>	<ul style="list-style-type: none"> - Cuerpo de agua costero con salinidad variable entre salobre e hipersalina, parcialmente aislado del mar mediante una isla barrera o un arrecife. - Suele reservarse el término para depósitos subacuáticos de grano fino con evidencias de salinidad anómala en los que se observe la transición a depósitos de isla barrera o arrecife. 	Barnes (1980); Dini et al. (1998); Azerêdo et al. (2002b); Batten (2002); Bird (2008); Climent-Domenech et al. (2009)
<i>Coastal lake</i> (lago costero)	<ul style="list-style-type: none"> - Cuerpo de agua situado cerca de la costa. - En el registro geológico se suelen clasificar como 'lagos costeros' los depósitos de cuerpos de agua dulce con influencia marina esporádica o los de cuerpos de agua costeros con salinidad variable. Es común el uso conjunto de los términos 'lago costero' y 'lagoon' para depósitos de clasificación incierta. - En medios actuales suele reservarse el término para cuerpos de agua dulce situados cerca de la costa. 	Barnes (1980); Meléndez et al. (2000); López-Martínez et al. (2006); Suriyk et al. (2008); Climent-Domenech et al. (2009); Fregenal-Martínez y Meléndez (2010); Radley and Allen (2012); Díez-Canseco et al. (2014)

<i>Coastal marsh</i> (marisma/marjal)	<ul style="list-style-type: none"> - Zona húmeda costera de topografía llana, con salinidades variables entre dulce e hipersalina y poblada por vegetación herbácea. - Término muy usado para depósitos costeros fósiles de clasificación incierta. En sentido estricto, debería reservarse para los casos en los que hay evidencias claras de vegetación herbácea. 	<p>Plint (1984); Martín-Chivelet y Giménez (1992); Wright (1994); Tibert y Scott (1999); Gastaldo et al. (2006); MacNeil y Jones (2006); Armenteros y Edwards (2012)</p>
<i>Coastal swamp</i> (~manglar)	<ul style="list-style-type: none"> - Zona húmeda costera de topografía llana, con salinidades variables entre dulce e hipersalina y poblada por vegetación predominantemente arbórea. Equivale aproximadamente a <i>mangrove</i> o <i>mangrove swamp</i>. - Es común en depósitos costeros fósiles de clasificación incierta. Aparece a menudo junto al término <i>marsh</i> o como sinónimo de éste, aunque, en sentido estricto, debería reservarse para los casos con evidencias claras de vegetación arbórea. 	<p>Hudson (1980); Lacovara et al. (2003); DiMichele et al. (2006); Bennett et al. (2012)</p>
<i>Paralic</i> (parálco)	<ul style="list-style-type: none"> - Adjetivo de origen griego que significa 'próximo al mar'. Por lo tanto, puede aplicarse a cualquier medio o depósito costero. - Su uso más común es para clasificar depósitos fósiles costeros con abundantes restos de vegetación y/o carbón. - En sistemas actuales su uso es poco común, teniendo un significado muy amplio que puede abarcar lagos costeros, <i>sabkhas</i> o fiordos. 	<p>Naumann (1958); Tercier (1939); Bohacs y Suter (1997); Guerloget y Perthuisot (1992); Holz et al. (2002); Püspöki et al. (2009); Raymond et al. (2010); Nagy et al. (2011); Ielpi (2013); Wood et al. (2014)</p>
<i>Coastal wetland</i> (humedal costero)	<ul style="list-style-type: none"> - Zona húmeda costera de topografía llana, con cuerpos de agua de salinidades variables y con presencia de vegetación. - Puede formar parte de un sistema sedimentario mayor, como un estuario o un delta, o puede ser un sistema sedimentario en sí. - En medios actuales este término agrupa todos los tipos diferentes de zonas húmedas costeras y sirve para clasificar las zonas húmedas complejas con presencia de varios tipos diferentes. - Comúnmente usado para depósitos actuales o cuaternarios, pero apenas utilizado para la sedimentología de depósitos antiguos. - En este trabajo se propone su uso para la caracterización de depósitos costeros complejos y de clasificación incierta por contener varios medios sedimentarios diferentes con características tanto continentales como marinas. 	<p>Lacovara et al. (2003); Davies et al. (2005); Batzer y Sharitz, (2006); Calder et al. (2006); Greb et al. (2006); Rygel et al. (2006); Barendregt et al. (2009); Perillo et al. (2009); Marmi et al. (2014); Suarez-Gonzalez et al. (2015)</p>

Tabla 3.1: Resumen de la nomenclatura más comúnmente aplicada a sistemas costeros en el ámbito de la sedimentología. Se muestran las principales características de cada sistema y el uso general que se da a cada término en la literatura sedimentológica. Además, se incluye un resumen bibliográfico de trabajos en los que se define o se utiliza cada término.

Por lo tanto, el término ‘parálico’ ha estado desde sus orígenes ligado al estudio de unidades con carbón o ricas en restos vegetales, y éste sigue siendo el contexto en el que el adjetivo ‘parálico’ es más utilizado hoy en día (p.ej., Bohacs y Suter, 1997; Holz et al., 2002; Püspöki et al., 2009; Raymond et al., 2010; Ielpi, 2013). Sin embargo, existe otro uso del término ‘parálico’, no restringido a estudios relacionados con depósitos carboníferos. Este uso se remonta probablemente a Tercier (1939), que estudió la sedimentación en diversos medios marinos actuales, comparándola con el registro fósil, con la finalidad de realizar una clasificación de los diferentes tipos de sedimentación marina: ‘parálica’, ‘epicontinental’, ‘geosinclinal’ y ‘oceanógena’. Tercier (1939) localiza la sedimentación parálica en “plataformas continentales, generalmente de gran extensión, intracontinentales o pericontinentales, sometidas a gran descarga detrítica”, caracterizadas por depósitos, fundamentalmente siliciclásticos (pero “acompañados muy a menudo de capas de carbón”, p. 73), “acumulados en parte en medios marinos y en parte en medios salobres y continentales, de forma que el conjunto muestra una distribución intrincada de estos diferentes tipos sedimentarios” (p. 88).

Este uso del término ‘parálico’ no ligado a depósitos carboníferos está mucho menos extendido hoy en día (aunque se pueden encontrar excepciones, p.ej., Bhattacharya, 2010; Nagy et al., 2011; Wood et al., 2014), pero tuvo cierta aceptación en la literatura sedimentológica de las últimas décadas del siglo XX, sobre todo en estudios franceses y españoles (p.ej., Perthuisot, 1975; Monty y Mas, 1981). En este sentido, destacan las aportaciones de Guerloget y Perthuisot (1982; 1983; 1984; 1989; 1992), que expandieron el significado sedimentario que Tercier (1939) había dado el adjetivo ‘parálico’, aplicándolo a aspectos geomorfológicos, ecológicos, medioambientales e incluso económico-culturales (Guerloget y Perthuisot, 1989). Para estos autores, “el adjetivo «parálico», aplicado a un área, una cuenca o un ecosistema, simplemente significa que éste posee una cierta relación con el mar” (Guerloget y Perthuisot, 1992, p. 216). Por lo tanto, se trataría de un uso literal de la etimología griega del adjetivo, que puede hacer referencia a cualquier medio sedimentario ‘próximo al mar’. Este uso etimológico del adjetivo explica que estos autores lo apliquen en sus trabajos a medios tan diversos como *lagunes*, tanto salados como salobres, lagos costeros de agua dulce, *sabkhas* costeras, salinas, fiordos, pequeños estuarios, e incluso sistemas de mayor escala como el Mar Báltico (Guerloget y Perthuisot, 1989; 1992).

Así pues, en la literatura geológica el término ‘parálico’ o bien está asociado a depósitos con carbón, o bien se utiliza para designar, de forma muy general, cualquier medio con una cierta relación con el mar, independientemente de su tamaño o de su contexto geológico. En este segundo uso (*sensu* Guerloget y Perthuisot, 1992), más general, podría tener cabida el sistema deposicional de la Fm Leza, como sistema parálico, pero no se ha utilizado esta denominación pues resulta poco específica, siendo simplemente indicativa de una posición ‘próxima al mar’, sin connotación genética.

3.2.2 - Llanuras costeras

Colquhoun (1968) define las ‘llanuras costeras’ como regiones con bajo relieve limitadas, hacia el mar, por la línea de costa y, hacia tierra, por regiones más elevadas. Pueden contener formas de terreno de origen continental y marino, fruto de continuos procesos de erosión y sedimentación. Evans (1970) pone el énfasis, sin embargo, en la sedimentación, más que en la erosión. Sus estudios en llanuras costeras actuales, tanto siliciclásticas (Mar del Norte) como carbonáticas (Golfo Pérsico), revelan que en estas zonas se suele producir la acumulación relativamente rápida de potentes sucesiones de sedimentos y de materia orgánica.

Pese a esta relevancia de las llanuras costeras como zonas de acumulación de sedimento, el hecho de que el término geográfico ‘llanura costera’ sea meramente descriptivo y muy general ha producido que éstas no hayan sido consideradas tradicionalmente en los estudios sedimentológicos como sistemas sedimentarios en sí mismos, sino como zonas generales dentro de otros sistemas costeros. Selley (1976), por ejemplo, las incluye como la parte más proximal de sistemas de *lagunes* e islas barreras, y Leeder (1982) sólo incluye en su clasificación sedimentológica las llanuras costeras controladas por las mareas, es decir, llanuras mareales (*tidal flats*), principalmente en sistemas carbonáticos.

Los sistemas deposicionales a los que más comúnmente se suele asociar el término ‘llanura costera’ son los deltaicos, bien con este mismo término (p.ej., Lagaaij y Kopstein, 1964), o más comúnmente con el término ‘llanura deltaica’ (*delta plain*, p.ej., Miall, 1979). Friedman y Sanders (1978) utilizan además el término *delta-marginal plain* para las llanuras costeras situadas en zonas próximas a un gran delta, como las de Luisiana y el sur de Texas. Así pues, los términos ‘llanura costera’ y ‘llanura deltaica’ suelen estar íntimamente asociados, llegando a utilizarse como sinónimos, principalmente en depósitos costeros de difícil clasificación o cuya naturaleza deltaica no es clara (p.ej., Nagy et al., 2011; Flaig et al., 2014). Bhattacharya (2010), en el capítulo dedicado a depósitos deltaicos en la última edición del libro *Facies Models*, intenta clarificar estos términos y propone que el uso de ‘llanura deltaica’ debería restringirse a depósitos claramente identificables como deltaicos. Para depósitos costeros no deltaicos, o de clasificación incierta, Bhattacharya (2010) propone términos más generales como ‘parálico’, ‘*strandplain*’ o ‘llanura costera’.

Por lo tanto, aunque puede considerarse que al menos parte de los depósitos de la Fm Leza se formaron en una llanura costera, este término no parece ser el más apropiado para el sistema deposicional general de la unidad, pues el uso modernamente más extendido de ‘llanura costera’ en estudios sedimentológicos no considera este término como un medio o sistema sedimentario, sino que se utiliza de forma geográfica y descriptiva, como una región en la que se pueden encontrar diferentes medios o sistemas deposicionales (p.ej., MacNeil y Jones, 2006).

3.2.3 - Humedales

‘Humedal’ es el término castellano con el que se traduce la palabra inglesa ‘*wetland*’, definido, por González Bernáldez (1992), como “toda anomalía hídrica positiva del terreno de suficiente tamaño y duración como para poseer comunidades biológicas diferentes de las de su entorno y que no es un lago ni un río”, pudiendo diferenciarse del lago por su menor profundidad o por la ausencia de estratificación³. El término inglés ‘*wetland*’ es relativamente reciente, pues comenzó a utilizarse en Estados Unidos a partir de la década de 1950 como término general que agrupara a diferentes tipos de zonas húmedas como *swamp*, *marsh*, *mangrove*, *mire*, *bog* o *fen* (Committee on Characterization of Wetlands, 1995). El estudio de todos estos medios como un conjunto con características comunes tiene, por lo tanto, pocas décadas de historia y está alcanzando en los últimos años su máximo desarrollo (p.ej., LePage, 2011; Kar, 2013).

Al tratarse de un término general, es difícil asignar a ‘*wetland*’ una definición concreta, por lo que ésta ha variado enormemente. Una definición muy citada (p.ej., Reed, 2005; Batzer y Sharitz, 2006) es la de Cowardin et al. (1979) que considera ‘*wetlands*’ a las “zonas con características intermedias entre sistemas acuáticos y sistemas terrestres, zonas en las que el nivel freático está en la superficie o cerca de ella, o zonas en las que el terreno está cubierto de agua somera”. Por su parte, el Committee on Characterization of Wetlands (1995) ha creado una definición de referencia del término ‘*wetland*’ como “un ecosistema que depende, constante o recurrentemente, de inundaciones someras o de la saturación del sustrato a nivel de la superficie o cerca de ella”. Además, estas definiciones básicas incluyen algunos atributos característicos de los humedales, generalmente de tipo botánico y edafológico.

Por lo tanto, ‘humedal’ es un término ecológico y geomorfológico relativamente reciente que no se ha usado tradicionalmente en Sedimentología. Términos como ‘*marsh*’ y ‘*swamp*’ sí han sido utilizados para interpretar medios sedimentarios en el registro geológico (p.ej., James, 1979; Hudson, 1980), pero no fue hasta la década de 1990 que el término ‘*wetland*’ empezó a ser habitual en el vocabulario sedimentológico. Platt y Wright (1992), al enfrentarse a los problemas de la interpretación de carbonatos palustres de

3.- González Bernáldez (1992) señala que la palabra ‘humedal’ (cuando no se utiliza como traducción de ‘*wetland*’) tiene originalmente en castellano un significado más concreto: “terreno sometido a una descarga difusa de agua subterránea sin que se manifieste forzosamente un flujo copioso de agua líquida, aunque suele ser inundable y estar generalmente cubierto de vegetación freatofítica”.

gran potencia y extensión (difíciles de explicar como formados en orlas vegetadas alrededor de lagos), reinterpretaron estas facies como depósitos de “*extensive, very shallow carbonate marshes*”, proponiendo como análogo actual los Everglades de Florida, y abriendo así el camino a la consideración de los humedales como sistemas deposicionales en el registro geológico. Weedman (1994) consideró que algunos depósitos Carboníferos de los Apalaches, previamente interpretados como lacustres, se podían entender mejor como amplias llanuras de humedales en una cuenca de antepaís. Valero Garcés y Gierlowski-Kordesch (1994) profundizaron en esta interpretación utilizando varios análogos de humedales actuales, además de los Everglades. Wright y Platt (1995) ampliaron su propuesta de 1992, utilizando ya el término ‘*wetland*’ y considerando que los mejores análogos actuales para los carbonatos palustres son sistemas de humedales estacionales de agua dulce.

Esta interpretación se ha ido refinando (p.ej., Alonso-Zarza et al., 2006) y ha gozado de gran aceptación (p.ej., Liutkus y Ashley, 2003; Dunagan y Turner, 2004; Marty y Meyer, 2006; Reuter et al., 2009; Buscalioni y Fregenal-Martínez, 2010; Fregenal Martínez y Meléndez, 2010; Jennings et al., 2011; Alonso-Zarza et al., 2012; Pla-Pueyo et al., 2012; Arenas et al., en prensa), hasta el punto que hoy en día los humedales continentales son ampliamente considerados como la interpretación sedimentológica más acertada para carbonatos palustres y para otros depósitos con características intermedias entre medios aluviales, fluviales y lacustres, y que comúnmente contienen carbón o abundantes restos vegetales fósiles (p.ej., Greb y DiMichele, 2006). Sin embargo, pese a este reconocimiento generalizado del término ‘humedal’, muchos investigadores coinciden en señalar la dificultad de identificar los depósitos de sistemas de humedales en el registro fósil (p.ej. Dunagan y Turner, 2004; Dunagan, 2007; Jennings et al., 2011), así como la dificultad de clasificar sedimentológicamente estos depósitos (Dunagan, 2007; Pla-Pueyo et al., 2012) y de interpretar los muchos subambientes sedimentarios que pueden contener (Jennings et al., 2011).

3.2.4 - Humedales costeros

La “Convención sobre los Humedales” o “Convención Ramsar”⁴ distingue tres grandes grupos de humedales: humedales marinos o costeros (*marinel/coastal wetlands*), humedales continentales (*inland wetlands*) y humedales artificiales (*human-made wetlands*) (Convención Ramsar, 2013, pp. 55-56). En los trabajos de corte ecológico es común encontrar también la denominación ‘humedales estuarinos’ (*estuarine wetlands*) para referirse a los humedales costeros en general (p.ej., Batzer y Sharitz, 2006). Dentro de los humedales costeros, la “Convención Ramsar” diferencia hasta doce tipologías generales de humedades, que agrupa en cuatro clases en función de la salinidad de sus aguas (Tabla. 3.2). La publicación en 2009 del libro “*Coastal Wetlands. An integrated ecosystem approach*” (Perillo et al., 2009) supuso un hito en el estudio de los humedales costeros actuales, al conseguir dar una visión de conjunto y coherente sobre unos sistemas muy heterogéneos (desde manglares tropicales a humedales costeros polares), aportando además muchas perspectivas diferentes (biológica, ecológica, geomorfológica, sedimentológica, biogeoquímica o hidrodinámica).

Pese al aumento notable en las últimas décadas del estudio de los humedales costeros actuales (Batzer y Sharitz, 2006; Barendregt et al., 2009; Perillo et al., 2009) y pese el reconocimiento creciente de los humedales como sistemas deposicionales en trabajos sedimentológicos (ver apartado anterior, 3.2.3), el término ‘humedales costeros’ apenas ha sido utilizado para la interpretación de depósitos antiguos. Algunos depósitos antiguos formados en medios de transición y con abundante alteración edáfica han sido comúnmente denominados *coastal* (o *brackish/tidall estuarinel/deltaic marshes/swamps*) (p.ej., Hudson, 1980; Plint, 1984; Martín-Chivelet y Giménez, 1992; Wright, 1994; Tibert y Scott, 1999; DiMichele

4.- Oficialmente denominada “Convención relativa a los Humedales de Importancia Internacional especialmente como Hábitat de Aves Acuáticas”, la “Convención Ramsar”, como suele conocerse, es un tratado intergubernamental aprobado el 2 de febrero de 1971 en Ramsar (Irán) asociada a la UNESCO (www.ramsar.org). Desde la firma del tratado la convención se ha encargado de elaborar listas de humedales de importancia internacional y de redactar numerosos documentos destinados a la mejora del conocimiento sobre los humedales y a la conservación y el uso racional de éstos.

CONVENCIÓN RAMSAR: Humedales marinos / costeros

Agua salada	Permanente	< 6 m de profundidad	A
		Lechos marinos vegetados	B
		Arrecifes de coral	C
	Costas	Rocosas	D
		Playas de arena o guijarros	E
Agua salada o salobre	Intermareal	Llanuras (fangosas, arenosas o salinas)	G
		Pantanos y esteros	H
		Humedales arbolados	I
	Lagunas costeras		J
	Estuarios		F
Agua salada, salobre o dulce	Subterránea		Z
Agua dulce	Lagunas costeras		K

- A** - Aguas marinas someras permanentes, en la mayoría de los casos de menos de seis metros de profundidad en marea baja: incluye bahías y estrechos.
- B** - Lechos marinos submareales vegetados: incluye praderas de algas, praderas de pastos marinos y praderas marinas mixtas tropicales.
- C** - Arrecifes de coral.
- D** - Costas marinas rocosas: incluye islotes rocosos y acantilados.
- E** - Playas de arena o de guijarros: incluye barras, bancos, cordones, puntas, islotes de arena y sistemas de dunas.
- F** - Estuarios: aguas permanentes de estuarios y sistemas estuarinos de deltas.
- G** - Llanuras intermareales de lodo, arena o con suelos salinos ("saladillos").
- H** - Pantanos y esteros (zonas inundadas) intermareales: incluye marismas y zonas inundadas con agua salada, praderas halófilas, salitrales y zonas de agua dulce o salobre inundadas por la marea.
- I** - Humedales intermareales arbolados: incluye manglares, pantanos de "nipa" y bosques de agua dulce inundables por las mareas.
- J** - Lagunas costeras salobres/saladas: lagunas de agua entre salobre y salada con por lo menos una relativamente angosta conexión al mar.
- K** - Lagunas costeras de agua dulce: incluye lagunas deltaicas de agua dulce.
- Z** - Sistemas kársticos y otros sistemas hídricos subterráneos, marinos y costeros.

Tabla 3.2: Clasificación de los humedales marinos o costeros actuales realizada por la "Convención sobre los Humedales" o "Convención Ramsar". Nótese la gran variedad de medios sedimentarios incluidos en esta clasificación, agrupados principalmente por la salinidad de sus aguas. Modificado de Convención Ramsar (2006; 2010).

et al., 2006; Gastaldo et al., 2006; MacNeil y Jones, 2006; Armenteros y Edwards, 2012; Bennett et al., 2012; Villalba-Breva y Martín-Closas, 2013; ver apartado *Looking for analogues and names for the Leza Fm system: Coastal wetlands*). Sin embargo, en la literatura sedimentológica no parece estar establecido todavía un término general que agrupe la diversidad y variabilidad de estos depósitos, de forma similar al concepto '*continental wetlands*', que agrupa los diversos depósitos interpretados como formados en sistemas de humedales continentales (ver apartado anterior, B.2.3).

Los términos '*coastal wetland*' o 'humedal costero' son usados en trabajos sedimentológicos de depósitos actuales o muy recientes (p.ej., Hendry y Digerfeldt, 1989; Chmura y Aharon, 1995; Allen, 1999; López-Buendía et al., 1999; Cundy et al., 2000; Cartaya et al., 2005; Bao et al., 2007; Mediato et al., 2007; 2011), así como en trabajos arqueológicos (Bell y Neumann, 1997; Aranegui Gascó et al., 2005; Haws et al., 2010; Menotti y O'Sullivan, 2013), pero se encuentran muy raramente en trabajos sobre depósitos anteriores al Cuaternario. Además, los artículos sobre depósitos antiguos en los que se encuentra el término '*coastal wetlands*' suelen tener un enfoque paleobotánico y en ellos el término se utiliza sólo localmente y sin una caracterización sedimentológica detallada (p.ej., Lacovara et al., 2003;

Davies et al., 2005; Calder et al., 2006; Greb et al., 2006; Rygel et al., 2006). Por estas razones, en este capítulo se plantean una serie de características generales, tanto sedimentológicas como paleoecológicas, de los depósitos de humedales costeros, y se propone que el término ‘humedales costeros’ (*coastal wetlands*) puede ser útil para agrupar de forma general la gran variedad de depósitos que se forman en zonas costeras con características tanto continentales como marinas (o intermedias entre ambas), sobre todo si estos depósitos no aparecen claramente asociados a sistemas deposicionales de mayor escala como deltas o estuarios. Una alternativa a esta denominación podría ser ‘*paralic wetlands*’ (humedales parállicos), que aparece citada esporádicamente en Lacovara et al. (2003), Bhattacharya (2010) y Raymond et al. (2010), y que etimológicamente es sinónima de ‘*coastal wetlands*’ (ver apartado 3.2.1). Sin embargo, en este capítulo se ha preferido el término ‘humedal costero’ por tratarse del término utilizado más comúnmente hoy en día por geomorfólogos y ecólogos para referirse a este tipo de sistemas (p.ej., Perillo et al., 2009), y porque el término ‘parállico’ (además de estar relativamente en desuso) puede llegar a ser demasiado ambiguo, al designar sistemas actuales con características y escalas muy diferentes (p.ej., Guerloget y Perthuisot, 1992).

Desde que el término ‘*coastal wetland*’ se utilizara por primera vez para caracterizar la Fm Leza (Suarez-Gonzalez et al., 2013), éste ha sido usado en otras publicaciones sedimentológicas sobre depósitos antiguos, en concreto sobre depósitos transicionales del Cretácico Superior de los Pirineos (Marmi et al., 2014), en los que, como ocurre con la Fm Leza, la interpretación y clasificación sedimentológica ha sido tradicionalmente difícil o controvertida (López-Martínez et al., 2006; Díez-Canseco et al., 2014). Por lo tanto, el término ‘humedales costeros’ o ‘*coastal wetlands*’ puede ser útil en el futuro para clasificar desde el punto de vista sedimentológico otras unidades depositadas en llanuras costeras y que incluyan características intermedias entre los ámbitos continental y marino, impidiendo la clasificación inequívoca en uno de los dos. En el caso de que este tipo de depósitos no pertenezcan claramente a un sistema costero mayor (deltas, estuarios o sistemas de barra-lagoon, por ejemplo), el término ‘humedal costero’ podría designar a todo el sistema deposicional de la unidad (como en el caso de la Fm Leza). Por el contrario, si el sistema deposicional general puede ser clasificado dentro de los modelos de los sistemas costeros clásicos, el término ‘humedal costero’ podría usarse para caracterizar medios sedimentarios concretos dentro del sistema general, como, por ejemplo, “humedales costeros de la llanura deltaica”.

Algunos ejemplos de unidades con estas características y que, por tanto, podrían entrar dentro de la categoría sedimentológica general de ‘humedales costeros’, propuesta en este capítulo, son:

- Gran parte de los depósitos con carbón o ricos en vegetación, generalmente del Carbonífero o del Pérmico, depositados en medios costeros y tradicionalmente considerados como parállicos (p.ej., Águeda et al., 1991; Tandon y Gibling, 1997; Tibert y Scott, 1999; Greb y DiMichele, 2006; Raymond et al., 2010; Bennett et al., 2012).

- El *Great Estuarine Group* del Jurásico Medio de Escocia (p.ej., Hudson, 1980; Andrews, 1985; Hudson et al., 1995).

- La Fm Cabaços del Jurásico Superior de Portugal (p.ej., Wright, 1985; Azerêdo et al., 2002a; 2002b; Azerêdo y Cabral, 2004).

- Parte de las unidades con facies *purbeck* del Jurásico terminal y Cretácico basal de Europa occidental (p.ej., West, 1975; Strasser, 1988; Allen et al., 1998; Batten, 2002; Horne, 2002; Arp y Mennerich, 2008).

- Algunos depósitos en facies *weald* de unidades del Cretácico Inferior de Europa occidental (p.ej., Allen, 1959; 1981; 1988; MacDougall y Prentice, 1964; Monty y Mas, 1981; Vilas et al., 1983; Noe-Nygaard y Sulryk, 1988; Meléndez et al., 2000; Albrich et al., 2006; Climent-Domenech et al., 2009; Radley y Allen, 2012).

- Algunas unidades cretácicas del norte de África (p.ej., Smith et al., 2001; Lacovara et al., 2003; Wood et al., 2014).

- Parte de los depósitos de la Fm Tremp del Cretácico Superior de Pirineos (p.ej., López-Martínez et

al., 2006; Díez-Canseco et al., 2014; Marmi et al., 2014).

- Los depósitos Paleógenos de la Isla de Wight, Reino Unido (Daley, 1972; Armenteros et al., 1997; Armenteros y Edwards, 2012).

3.3 - SEDIMENTOLOGÍA DE LA FM LEZA

En este apartado se destacan los aspectos más relevantes del estudio sedimentológico de la Fm Leza realizado en esta tesis doctoral. Este estudio se ha basado en la realización de 12 columnas estratigráficas de esta unidad (que en la Fig. 3.1 se presentan de forma sintética), y los resultados y conclusiones principales de este estudio se detallan en el artículo incluido en este capítulo. La Tabla 3.3 muestra las características principales de cada una de las facies diferenciadas, que han sido agrupadas en cinco asociaciones de facies (*sensu* Collinson, 1969; Fig. 3.2). A continuación, se describen brevemente las características más relevantes de cada asociación de facies y se presenta su interpretación paleoambiental. Para un mayor detalle, véase el artículo incluido al final de este capítulo. En este apartado se incluyen, además, fotografías adicionales de cada asociación de facies, que complementan las incluidas en el artículo.

3.3.1 - Asociación de facies de calizas negras

Esta asociación de facies (Figs. 3.2A, 3.3) es la más común en la mayoría de las columnas estratigráficas de la Fm Leza, tanto en el sector occidental como en el oriental (Fig. 3.1). Está compuesta principalmente por calizas y en menor medida por margas de colores oscuros, generalmente fétidas y en ocasiones bituminosas (Fig. 3.3A-B). Esta asociación contiene abundantes y variados restos fósiles (restos de vertebrados, gasterópodos, ostrácodos, carofitas y dasycladales; ver apartado 3.4) y microbialitas (oncolitos, estromatolitos esqueléticos, trombolitos y fragmentos de colonias de cianobacterias; ver capítulos 5 y 6 de esta tesis). En la mitad inferior de las columnas estratigráficas, esta asociación de facies suele aparecer intercalada con facies clásticas (Fig. 3.1). De hecho, las calizas de esta asociación de facies presentan un contenido variable en material clástico, incluyendo granos de cuarzo, intraclastos y litoclastos de calizas jurásicas, que son los mismos componentes observados en las facies clásticas de esta unidad (ver apartado 3.3.5). Localmente, la presencia de material clástico es tan abundante en esta asociación de facies, que se observa una alternancia centimétrica de calizas negras y capas de arenisca limosa (Fig. 3.3C). En la mitad superior de las columnas la presencia de material clástico en las calizas negras es menos común aunque localmente se observan intercalaciones de arenisca, lateralmente relacionadas con la presencia de estromatolitos esqueléticos (véase una explicación más detallada en el capítulo 5 de esta memoria). Esta asociación de facies está comúnmente distribuida en secuencias estratocrecientes, de 1 a 4 m de potencia, siendo las margas más abundantes hacia la base (Figs. 3.2A, 3.3D). Las secuencias suelen mostrar a techo evidencias de exposición subaérea o de alteración edáfica (Figs. 3.2A, 3.3E-F). Además de esta secuencia principal, se han diferenciado otros tipos de secuencias menos abundantes (ver Figs. 5-6 del artículo incluido al final de este capítulo), como las compuestas por calizas oncolíticas arenosas con estratificación cruzada (Fig. 3.3G).

Interpretación: La *asociación de facies de calizas negras* se interpreta como depositada en cuerpos de agua⁵ someros separados entre sí por zonas palustres. Asociados a estos cuerpos de agua existirían

5.- En esta tesis se utiliza el término general 'cuerpos de agua' para los medios subacuáticos con muy bajo o nulo flujo (i.e., no canales) en los que se depositaron gran parte de las facies de la Fm Leza. Se ha elegido este término puramente descriptivo por la gran variedad de condiciones que se han podido interpretar para la sedimentación de estas facies. Los cuerpos de agua del sistema deposicional de la Fm Leza podrían ser denominados lagos, lagos costeros, lagoones, lagunas litorales, pequeñas albuferas o bahías, charcas efímeras, *pools*, *ponds*, *puddles*, o incluso salinas, *sabkhas* o albinas para las zonas con precipitación de evaporitas. Cada uno de los términos geomorfológicos que se pueden aplicar a cuerpos de agua en zonas costeras (véanse más en González Bernaldez, 1992) tiene unas implicaciones ambientales concretas difíciles de precisar en el registro geológico. Además, los sistemas de humedales costeros (marismas, *marshes*, pantanos, marjales...) están formados por numerosos cuerpos de agua de extensión y de condiciones muy variables para los que quizás ninguno de los términos anteriormente citados sea exactamente apropiado. En

también canales ricos en oncolitos. El estudio paleoecológico detallado de esta asociación de facies (ver apartado 3.4.1.3) indica que los cuerpos de agua podían ser dulces, salobres o con mayor influencia marina, apreciándose incluso salinidad variable dentro del mismo cuerpo de agua. Esta variabilidad en la salinidad de los cuerpos de agua estaría probablemente controlada por la posición de éstos respecto a las fuentes de agua dulce y de agua marina del sistema. Aunque la sedimentación de esta asociación de facies fue eminentemente carbonática, el contenido localmente muy abundante de material clástico indica que algunos cuerpos de agua estuvieron relacionados lateralmente con zonas de descarga de material clástico (ver apartado 3.3.5). Estas zonas de descarga de material clástico supondrían también zonas de aporte de agua dulce. La presencia, entre los materiales clásticos, de litoclastos de calizas jurásicas sugiere que el área fuente sería el sustrato Jurásico marino de la cuenca, cuya erosión aportaría, además, una importante fuente de carbonato disuelto en el agua, lo que explicaría el predominio de la sedimentación carbonática en el sistema, así como la alta sobresaturación necesaria para la mineralización y preservación de los abundantes carbonatos microbianos de esta asociación de facies (p.ej. Arp et al., 2001; Riding y Liang, 2005; Arenas et al., en prensa; y véase el capítulo 5 de esta memoria para una explicación más detallada).

3.3.2 - Asociación de facies de calizas grises tableadas

Esta asociación de facies ha sido observada únicamente en el sector occidental de la Fm Leza y fundamentalmente en la parte media y alta de las columnas estratigráficas (Fig. 3.1). Está formada por calizas con laminación fenestral y por calizas grises tableadas (Figs. 3.2B, B.4). No se ha observado una distribución secuencial de estas facies, pues aparecen alternando entre sí y con otras asociaciones de facies, con una distribución aparentemente aleatoria (Figs. 3.2B, 3.4A). Las calizas con laminación fenestral son más abundantes en la parte media de las columnas estratigráficas (Fig. 3.1) y están formadas por láminas micríticas finas (<1 mm) separadas entre sí por porosidad fenestral alargada horizontalmente (Fig. 3.4B-D). Las calizas grises tableadas aparecen en capas de 10 a 50 cm de potencia que comúnmente muestran grietas de desecación, huellas de dinosaurios y/o bioturbación a techo (Fig. B.2B). La textura de la caliza es micrítica o peloidal y localmente muestran estratificación cruzada de pequeña escala. Esta asociación de facies contiene ostrácodos, foraminíferos y gasterópodos (Fig. 3.4E). Véanse los apartados 3.4.2 y 3.4.3 de este capítulo, así como la Fig. 7 del artículo para más detalles.

Interpretación: La *asociación de facies de calizas grises tableadas* se interpreta como depositada en cuerpos de agua relativamente extensos pero muy someros, debido a la abundancia de evidencias de exposición subaérea. La presencia de fósiles marinos (foraminíferos bentónicos) localmente muy abundantes y la práctica ausencia de fósiles exclusivos de agua dulce (carofitas) sugiere un medio con influencia marina pero con muy baja diversidad biótica, lo que indicaría condiciones de estrés como periodos recurrentes de desecación o salinidades anómalas y/o cambiantes (ver más detalles en el apartado 3.4.2). En los cuerpos de agua de esta asociación de facies también tuvieron especial relevancia los carbonatos microbianos, como demuestra la presencia de calizas con laminación fenestral, comúnmente interpretadas como el registro de sucesivas acreciones y desecaciones de tapices microbianos en condiciones marinas costeras muy someras (p.ej., Hardie y Ginsburg, 1977; Shinn, 1983; Tucker y Wright, 1990; Demicco y Hardie, 1994).

3.3.3 - Asociación de facies de oolitos-estromatolitos

Esta asociación de facies se ha observado únicamente en el sector oriental de la Fm Leza, especialmente en la parte media y alta de las columnas estratigráficas (Fig. 3.1). Está compuesta principalmente por calizas *grainstone* oolíticas y peloidales, y calizas *mudstone* grises, que alternan entre sí formando secuencias

las marismas del Guadalquivir, por ejemplo, estos cuerpos de agua se denominan 'bajos' si son muy efímeros y 'lucios' si son algo más permanentes (González Bernáldez, 1992). Dada toda esta variabilidad terminológica, se considera que el término más general y apropiado para el sistema de la Fm Leza es el de 'cuerpos de agua', y en cada situación se intentará precisar las características concretas interpretadas para los cuerpos de agua (p.ej. dulces, someros, salobres, con influencia mareal...).

Asociación de facies (A.F.)	Facies	Distribución	Características principales	Interpretación
A.F. CALIZAS NEGRAS	<i>bMW</i> (<i>mudstone-wackestone</i> negras)	E/O	Calizas negras contexturas <i>mudstone-wackestone</i> de ostrácodos, carofitas y restos de vertebrados. Cuerpos tabulares y lateralmente continuos.	Cuerpos de agua (dulce, salobre y con influencia marina) someros separados por zonas vegetadas y por canales oncolíticos. Influencia clásica variable.
	<i>bWP</i> (<i>wackestone-packstone</i> negras)	E/O	Calizas negras con texturas <i>wackestone-packstone</i> de ostrácodos, carofitas, dasycladales, gasterópodos, oncolitos, cantos negros, colonias microbianas filamentosas y restos de vertebrados. Algunos niveles del sector occidental contienen trombolitos. Cuerpos tabulares y lateralmente continuos.	
	<i>SL</i> (calizas negras arenosas)	E/O	Calizas negras con texturas <i>mudstone-wackestone</i> y material clástico muy abundante. Contienen ostrácodos, carofitas y restos de vertebrados. Algunos niveles del sector occidental están asociados con estromatolitos esqueléticos.	
	<i>OL</i> (calizas oncolíticas)	E/O	Calizas negras con texturas <i>packstone-grainstone</i> con oncolitos muy abundantes. Contienen ostrácodos, carofitas, gasterópodos y localmente dasycladales poco abundantes. Suelen mostrar bases irregulares y estratificación cruzada de gran escala.	
	<i>M</i> (margas)	E/O	Margas negras-grises. Algunos niveles contienen ostrácodos y carofitas poco abundantes. Localmente muestran grietas de desecación y nódulos carbonáticos.	
A.F. CALIZAS GRISAS TABLEADAS	<i>Fen</i> (calizas con laminación fenestral)	O	Calizas laminadas con porosidad fenestral alargada horizontalmente. Texturas micrítica, <i>clotted-peloidal</i> o detrítica. Relictos de filamentos microbianos raramente conservados.	Cuerpos de agua muy someros con influencia mareal y con desecaciones habituales.
	<i>gMW</i> (<i>mudstone-wackestone</i> grises)	O	Calizas tableadas grises con texturas <i>mudstone-wackestone</i> de ostrácodos, miliólidos y gasterópodos.	
	<i>gPG</i> (<i>packstone-grainstone</i> grises)	O	Calizas tableadas grises con texturas <i>packstone-grainstone</i> de peloides, ostrácodos, miliólidos, gasterópodos y granos de cuarzo tamaño limo. Localmente, muestran estratificación cruzada de pequeña escala y valvas de ostrácodos encajadas (<i>cup-in-cup</i>).	
A.F. OOLITOS-ESTROMATOLITOS	<i>OG+GM</i> (<i>grainstone</i> oolítico y <i>mudstone</i> gris)	E	Intercalación de <i>grainstones</i> (de oolitos, peloides, intraclastos, ostrácodos y miliólidos) y <i>mudstones</i> , formando estratificación <i>flaser</i> , ondulada y lenticular. Secuencias granodecrecientes, comúnmente asociadas con estromatolitos aglutinantes.	Cuerpos de agua costeros con influencia mareal.
	<i>Agg</i> (estromatolitos aglutinantes)	E	Morfologías estratiformas y dómicas. Asociados con <i>OG+GM</i> y con brechas de cantos planos. Formados por alternancia de láminas micríticas y detríticas.	
A.F. DOLOMIAS Y EVAPORITAS	<i>D+Ev</i> (dolomías con pseudomorfos de evaporitas)	E	Dolomías grises-ocres tableadas o laminadas con texturas micríticas o peloidales. Pueden mostrar estratificación ondulada. Ostrácodos y miliólidos poco abundantes. Contenido variable en pseudomorfos de sulfatos (lenticulares y tabulares, con tamaños variables) que desplazan y reemplazan la matriz dolomicrocrítica.	Áreas con influencia marina, muy someras y relativamente restringidas, con precipitación de sulfatos intrasedimentarios.
	<i>Dbr</i> (dolomite breccias)	E	Brechas mal seleccionadas formadas por fragmentos angulares de <i>D+Ev</i> rodeados por una matriz cristalina de pseudomorfos de sulfatos en cuarzo, calcita y dolomita.	
A.F. CLÁSICAS	<i>mG</i> (conglomerados fangosos)	E/O	Conglomerados matriz-soportados y mal seleccionados con matriz margosa. Generalmente son masivos pero localmente son grano-crecientes.	Abanicos aluviales dominados por flujos hiperconcentrados episódicos no confinados. Parcialmente depositados subacuáticamente en cuerpos de agua situados en las partes distales de los abanicos.
	<i>sG</i> (conglomerados arenosos)	E/O	Conglomerados matriz-soportados y mal seleccionados con matriz arenosa de grano grueso. Masivos, con estratificación horizontal o con estratificación cruzada de gran escala en sets lenticulares con <i>bottomsets</i> y <i>topsets</i> tangenciales.	
	<i>Sm</i> (areniscas masivas)	E/O	Areniscas masivas, mal seleccionadas y de grano medio-grueso con cantos dispersos.	
	<i>Sh</i> (areniscas con laminación paralela)	E/O	Areniscas bien seleccionadas, de grano fino-medio con laminación paralela.	
	<i>Sc</i> (areniscas con estratificación cruzada)	E/O	Areniscas mal seleccionadas, de grano medio-grueso con cantos dispersos y con estratificación cruzada en sets lenticulares con <i>bottomsets</i> y <i>topsets</i> tangenciales. Localmente bioturbadas.	
	<i>Sr</i> (areniscas con ripples)	E/O	Areniscas moderadamente seleccionadas, de grano fino-grueso, con estratificación cruzada de surco de pequeña escala y ripples de corriente.	
	<i>F</i> (lutitas)	E/O	Lutitas verdosas o rojizas con estratificación horizontal con bioturbación y grietas de desecación habituales.	
	<i>sS</i> (areniscas limosas)	O	Areniscas limosas mal seleccionadas y masivas en finos niveles que alternan con calizas negras arenosas.	

Tabla 3.3: Resumen de las características generales de las facies diferenciadas en los depósitos de la Fm Leza. Se incluye también la interpretación sedimentológica general que se ha dado a cada asociación de facies. Para más detalles en la descripción de facies véase el apartado 3.3 de este capítulo y el artículo incluido en él.

SECTOR OCCIDENTAL DE LA FM LEZA

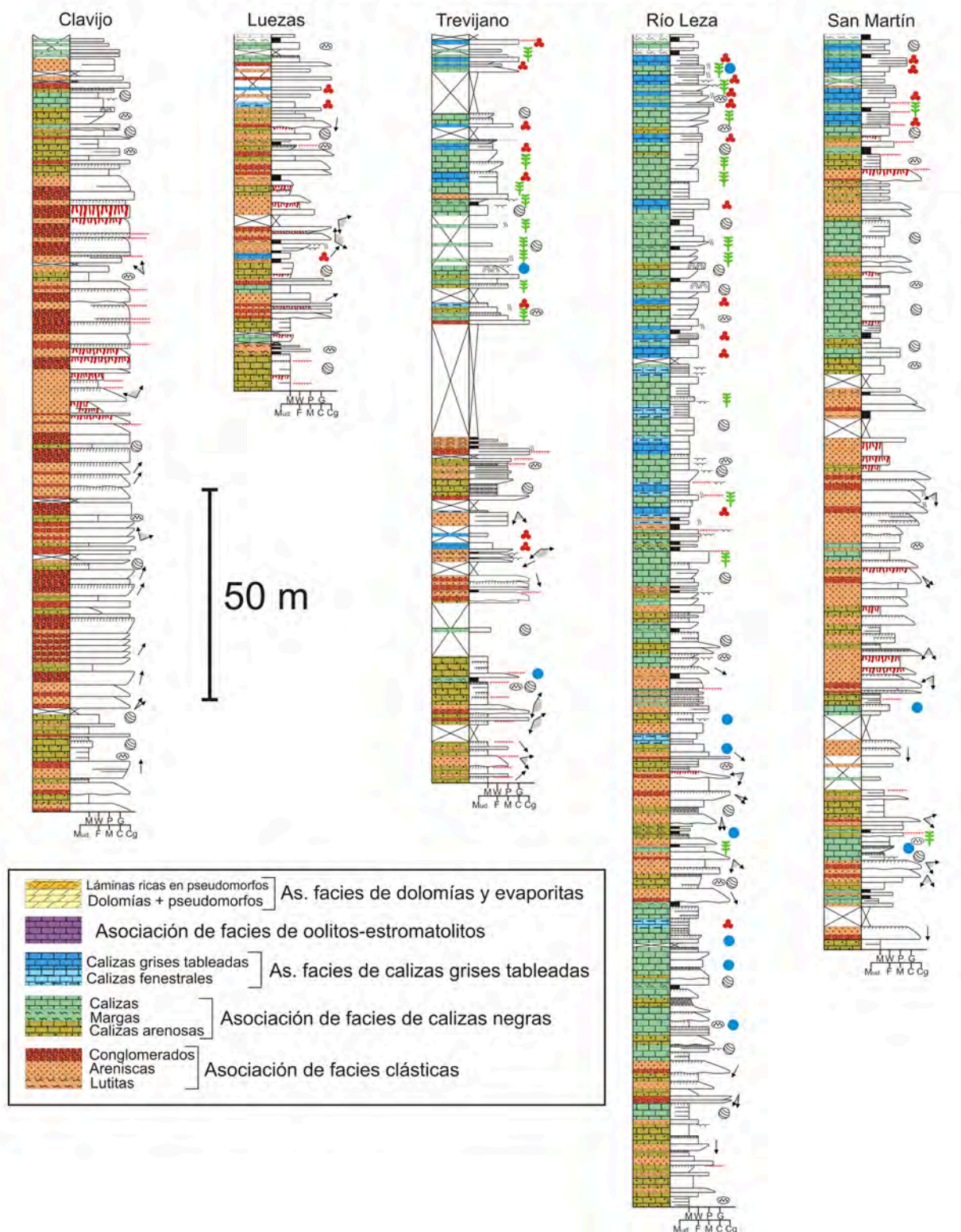
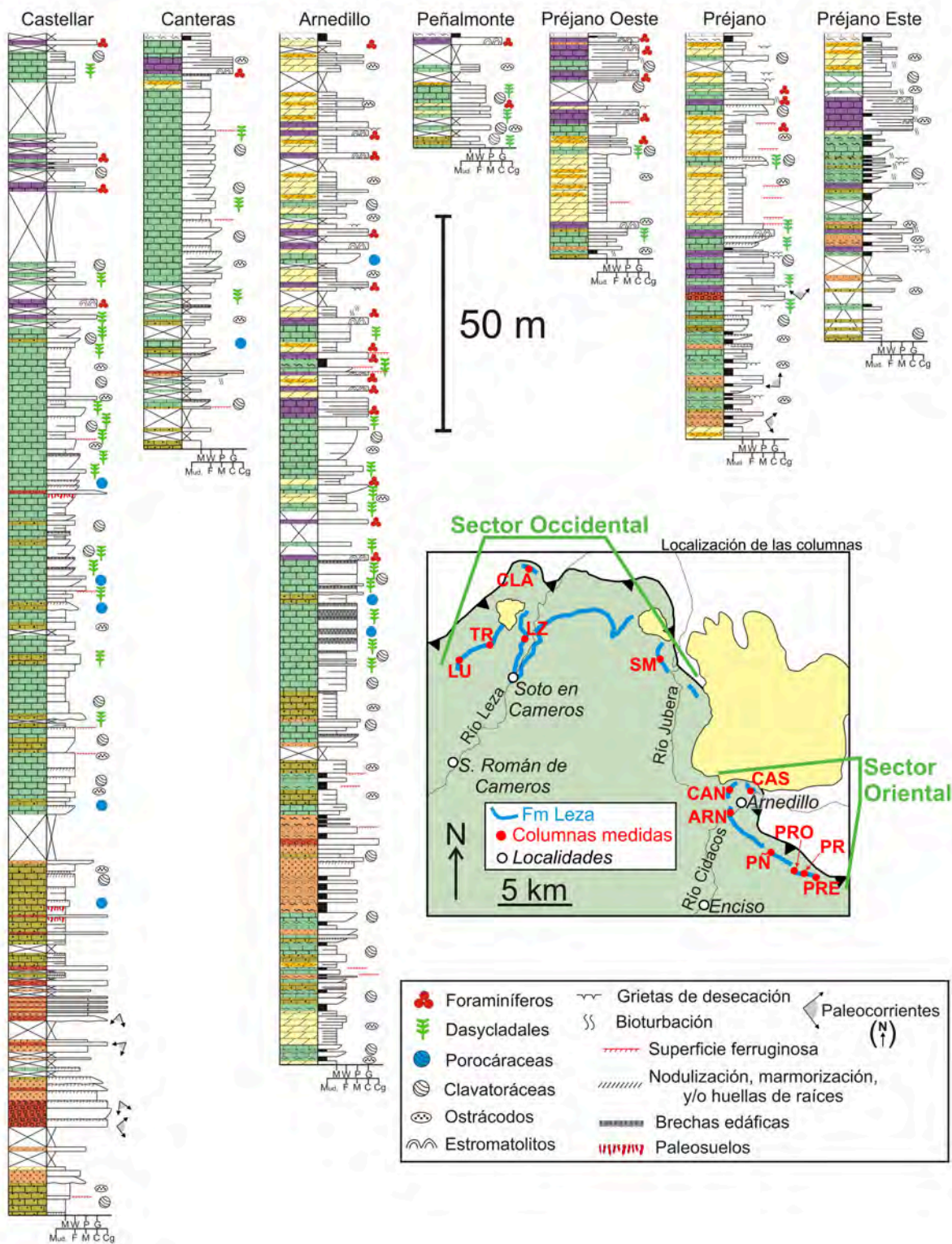


Figura 3.1: Columnas estratigráficas sintéticas de la Fm Leza estudiadas en este trabajo. Sólo se han dibujado los fósiles de mayor relevancia paleoambiental. El contenido fósil completo de cada una de las muestras estudiadas puede observarse en las columnas detalladas del anexo de esta memoria. El mapa de la derecha señala la localización de las columnas. CLA: Clavijo. LU: Luezas. TR: Trevijano. LZ: Río Leza. SM: San Martín. CAS: Castellar. CAN: Canteras. ARN: Arnedillo. PÑ: Peñalmonite. PRO: Préjano Oeste. PR: Préjano. PRE: Préjano Este. Las letras “M W P G” indican texturas de carbonatos (*mudstone*, *wackestone*, *packstone*, *grainstone*); “Mud” indica margas y lutitas; y las letras “F M C Cg” indican, respectivamente, areniscas de grano fino, medio, grueso y conglomerados.

SECTOR ORIENTAL DE LA FM LEZA



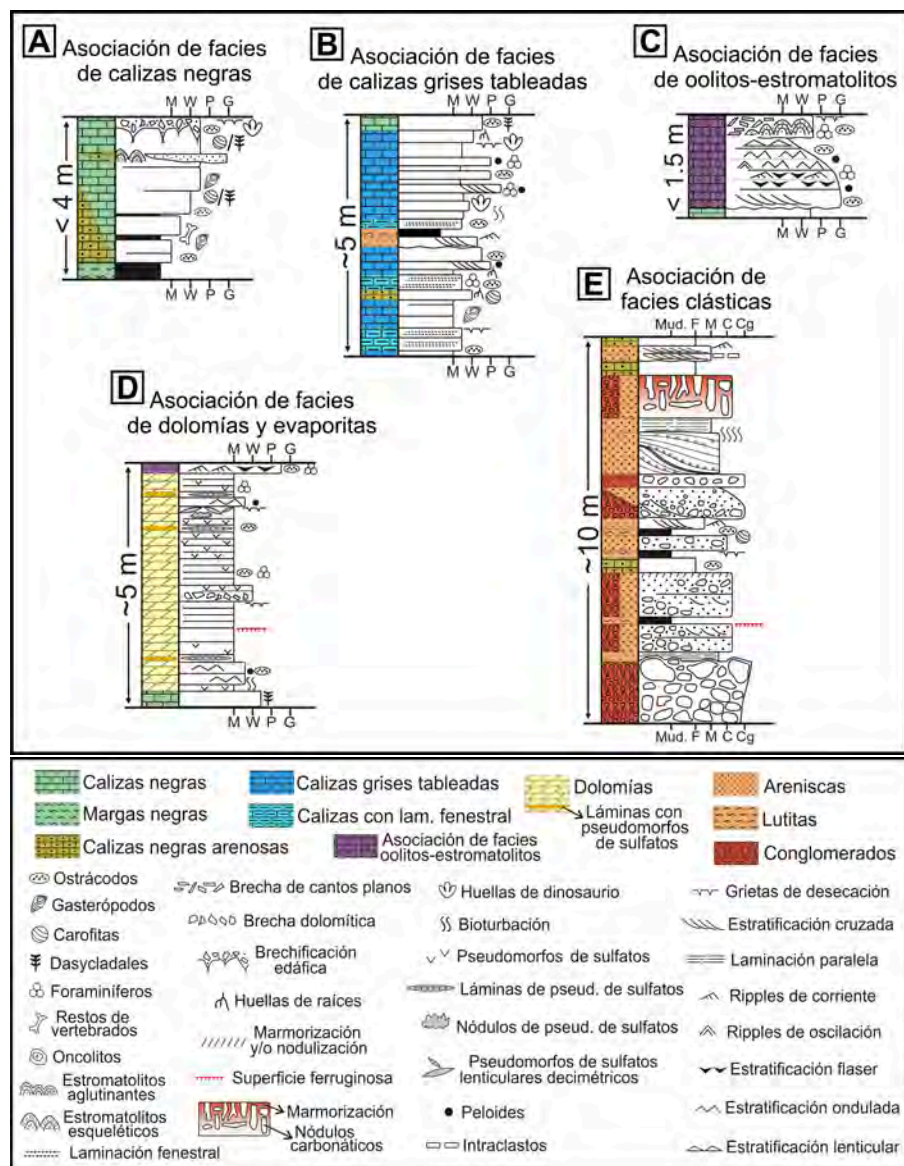


Figura 3.2: Columnas estratigráficas esquemáticas que representan las facies y la distribución general de éstas en cada asociación de facies de la Fm Leza. Véase la Fig. 3.1 para la distribución de cada asociación de facies en las columnas de la unidad. Véanse las Figs. 5-12 del artículo incluido en este capítulo para más detalle. **A:** Secuencia estratocreciente general de la asociación de facies de calizas negras. **B:** Columna estratigráfica esquemática de la asociación de facies de calizas grises, cuyas facies no muestran una distribución secuencial y que comúnmente están intercaladas con facies de otras asociaciones. **C:** Secuencia granodecreciente general de la asociación de facies de oolitos-estromatolitos. **D:** Columna estratigráfica esquemática de la asociación de facies de dolomías y evaporitas, cuyas facies no muestran un distribución secuencial. **E:** Columna estratigráfica esquemática de la asociación de facies clásticas, cuyas facies no muestran una distribución secuencial y que comúnmente están intercaladas con facies carbonáticas.

granodecrecientes de menos de 1.5 m de potencia (Figs. 3.2C, 3.5). Estas secuencias suelen incluir, a techo y asociados lateral y verticalmente con las facies *grainstone* y *mudstone*, brechas de cantos planos (Fig. 3.5H) y/o estromatolitos aglutinantes (*sensu* Riding, 1991; Fig. 3.6). A techo de la secuencias se observan habitualmente bioturbación, grietas de desecación y/o huellas de dinosaurios. Las calizas *grainstone* oolíticas tienen un tamaño de grano medio-grueso y están compuestas por oolitos, peloides, intraclastos micríticos y bioclastos (principalmente ostrácodos y foraminíferos bentónicos, apareciendo muy raramente carófitas y dasycladales). Las calizas *grainstone* muestran estratificación cruzada de pequeña escala, tanto de oscilación como de corriente, que presenta comúnmente intercalaciones de *mudstone* gris, lo que genera las estructuras sedimentarias características de esta asociación de facies: estratificación *flaser*, ondulada (*wavy*) y lenticular (Fig. 3.5; para una descripción más detallada de estas estructuras, véase el apartado 4.3 de Suarez-Gonzalez et al., en prensa, artículo incluido en el capítulo 5 de esta memoria). Las Figuras 3.5A-B y 3.5C-D muestran una comparación de estas estructuras en la Fm Leza con las observadas en sedimentos actuales del estuario interno de la Bahía del Mont St. Michel (Francia). La interrelación entre las calizas *grainstone* oolíticas y las *mudstone* grises se observa a diferentes escalas: alternancia de capas decimétricas, intercalaciones centimétricas que forman las estructuras sedimentarias previamente citadas, e incluso alternancia milimétrica en (Fig. 3.5F). Los estromatolitos aglutinantes de esta asociación de facies (Fig. 3.6) son descritos en detalle en el capítulo 6 de esta memoria. Están formados fundamentalmente por la alternancia de láminas submilimétricas de textura micrítica (*muddy*) y textura oolítica-peloidal (*grainy*). Las

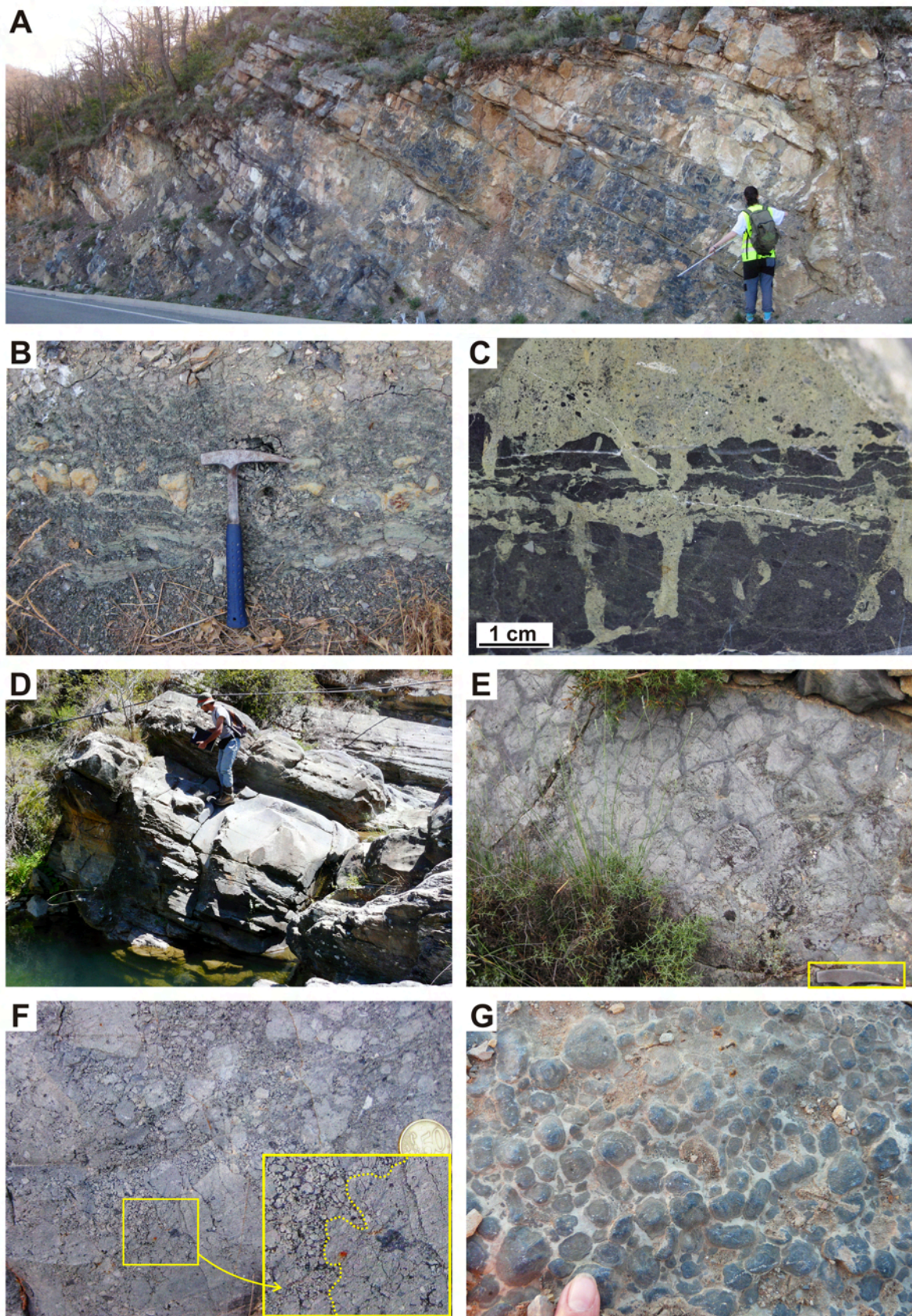


Figura 3.3: Asociación de facies de calizas negras. Ver las Figs. 5-6 del artículo incluido en este capítulo para más detalles. **A:** Aspecto general de afloramiento de las calizas negras de la Fm Leza. **B:** Margas negras. **C:** Alternancia entre caliza negra con bioturbación y arenisca limosa verde. **D:** Secuencia estratocreciente característica de esta asociación de facies. **E:** Grietas de desecación a techo de una secuencia de calizas negras. Cabeza de martillo como escala en la parte inferior derecha. **F:** Brechificación edáfica a techo de una secuencia de calizas negras. El recuadro muestra un detalle del contacto (línea punteada) entre la zona no brechificada y la zona brechificada. **G:** Techo de una capa de caliza negra rica en oncolitos.

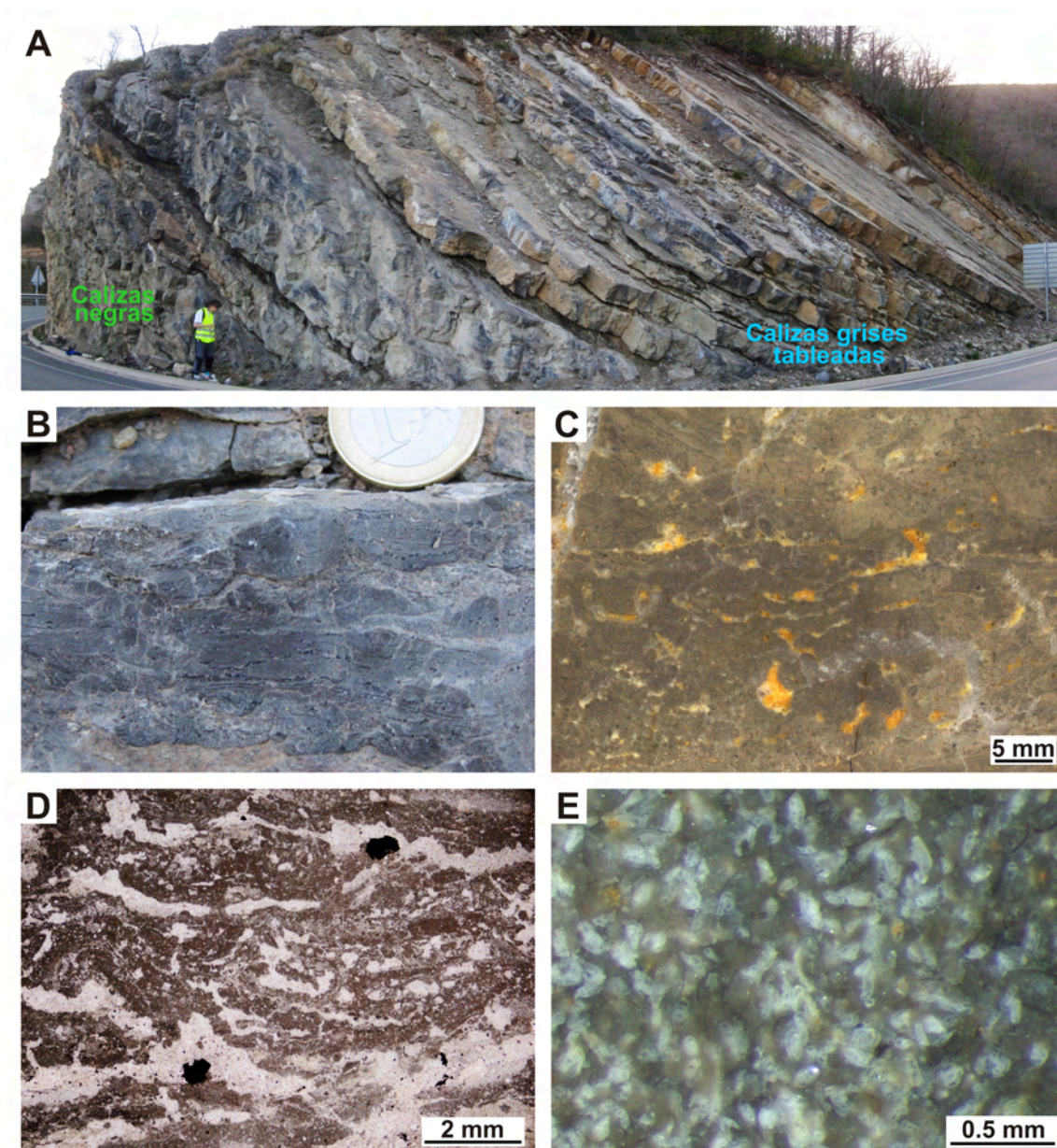
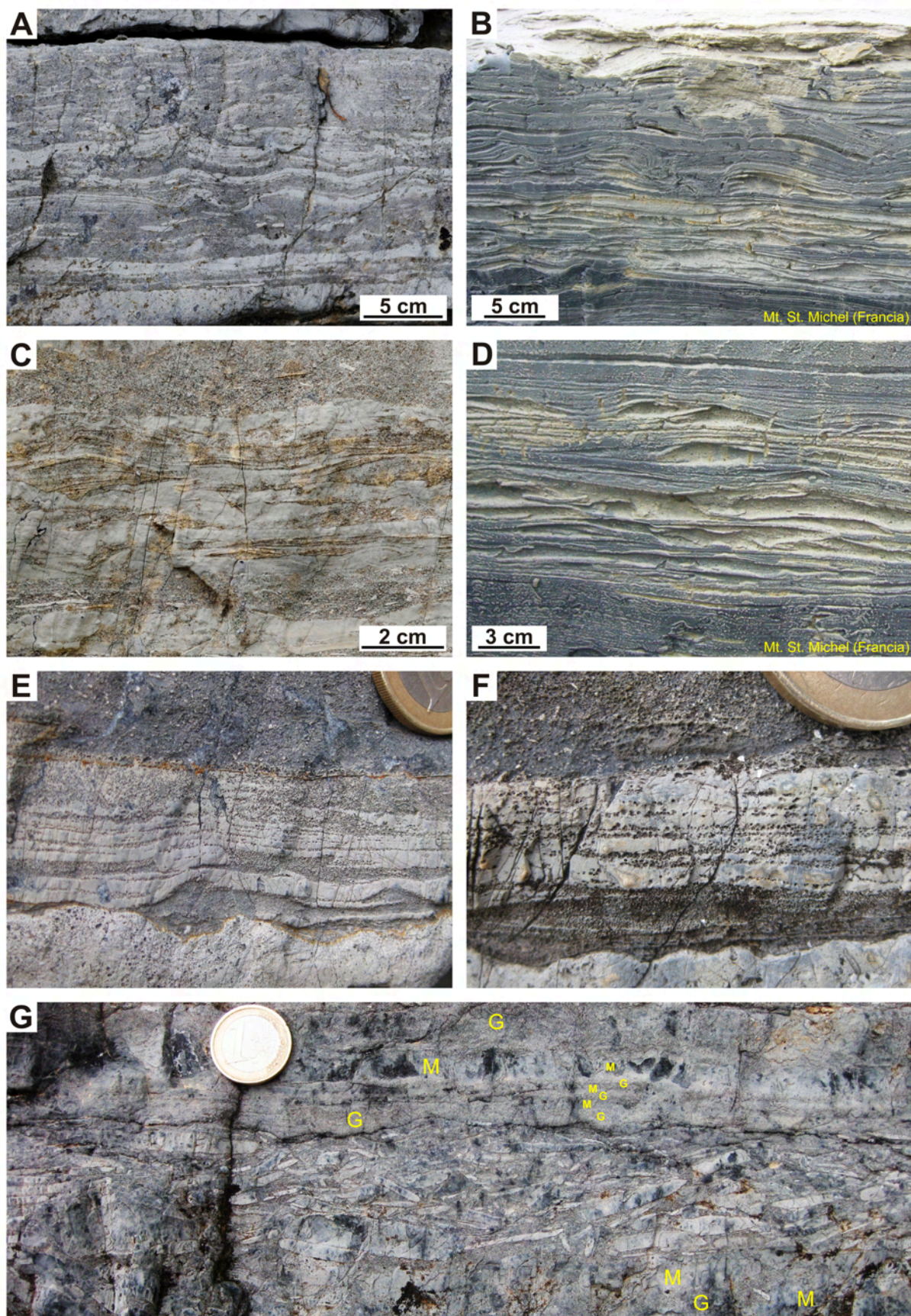


Figura 3.4: Asociación de facies de calizas grises. Ver la Fig. 7 del artículo incluido en este capítulo para más detalles. **A:** Techo de la columna estratigráfica de Río Leza, donde se observa el contraste entre las facies de calizas negras (izquierda) y las de calizas grises tableadas (derecha), alternando con algunos bancos de calizas negras más potentes. **B:** Aspecto de afloramiento de las calizas con laminación fenestral. **C:** Sección pulida de las calizas con laminación fenestral de la Fm Leza. **D:** Imagen al microscopio de una muestra de calizas con laminación fenestral. Nótese la porosidad fenestral alargada horizontalmente y rellena de cemento de calcita que separa las láminas micríticas. **E:** Sección pulida magnificada de una caliza gris con textura *wackestone-packstone* de foraminíferos bentónicos (blanco) y ostrácodos (gris oscuro) enfocada más con photoshop. La Fig. 3.21 de este capítulo muestra imágenes al microscopio más detalladas de estos foraminíferos.

Figura 3.5: Asociación de facies de oolitos-estromatolitos. Ver Fig. 8 del artículo incluido en este capítulo y Figs. 9-11 del artículo incluido en el capítulo 5 para más detalles. **A:** Estratificación ondulada (*wavy*) formada por la alternancia de capas centimétricas de calizas *grainstone* oolíticas (gris oscuro) y calizas *mudstone* (gris claro). Compárese con B. **B:** Estratificación ondulada (*wavy*) en los sedimentos actuales del estuario interno de la Bahía del Mont St. Michel (Francia). Al contrario que en la figura A, las facies arenosas tienen color más claro y están más erosionadas. **C:** Estratificación lenticular formada por lenticúlas de *grainstone* oolítico con estratificación cruzada de ripples de oscilación dentro de una capa de caliza *mudstone* (color gris claro). Compárese con D. **D:** Sedimentos actuales del estuario interno de la Bahía del Mont St. Michel (Francia) que muestran estratificación lenticular en la parte inferior y superior, con predominio de las facies finas (colores oscuros) con lenticúlas de facies arenosas (más claras y erosionadas). **E:** Alternancia a pequeña escala de calizas *grainstone* oolíticas (gris oscuro) y calizas *mudstone* (gris claro). **F:** Detalle de esta alternancia a mucha menor escala. Nótese que las calizas *grainstone* (oscuras) tienen finas láminas *mudstone* intercaladas y que las calizas *mudstone* (claras) incluyen láminas *grainstone* de muy poco espesor. **G:** Nivel con brecha de cantos planos formada por fragmentos erosionados de caliza *mudstone* (gris claro) en una matriz con textura *grainstone*. Nótese la alternancia de facies *grainstone* (G) y *mudstone* (M) en los niveles inferiores y superiores.



láminas *grainy* mejor contienen los mismos componentes que las facies *grainstone* oolíticas pero con tamaño de grano menor (fino-medio). Localmente, en el interior de los estromatolitos aglutinantes se observan pseudomorfos de sulfatos en calcita, cuarzo y dolomita.

Interpretación: La interrelación de facies *grainstone* y *mudstone* observada en la *asociación de facies de oolitos-estromatolitos* indica la existencia de cambios periódicos en la agitación del medio durante la sedimentación. La presencia de estratificación *flaser*, ondulada y lenticular es característica de depósitos de medios mareales, en los que suele interpretarse que las láminas *grainstone* se depositan en los periodos de agitación de las aguas, durante el flujo o el reflujo de las mareas, mientras que las láminas *mudstone* se depositan durante los periodos de calma entre ellos (Reineck y Wunderlich, 1968; Reineck y Singh, 1980; Demicco y Hardie, 1994). En la Fm Leza, la presencia de diferentes escalas en la alternancia de facies *grainstone* y *mudstone* sugiere que en esta asociación de facies pueden estar registrados procesos de alternancia de agitación y calma con diferentes ciclicidades (p.ej., mareas diurnas, ciclos mareales mensuales, ciclos de tormentas...), como se ha observado en otros ejemplos (McCave, 1970; Hawley, 1981; Allen, 1984; Demicco y Hardie, 1994). Por otra parte, el contenido fósil de esta asociación de facies (ostrácodos y foraminíferos bentónicos) indica influencia de agua marina en la sedimentación. El hecho de que este contenido muestra baja diversidad, junto con el hecho de que no aparezcan fósiles indicadores de salinidad marina normal (ver más detalles en el apartado 3.4 de este capítulo), sugiere la existencia de condiciones de estrés biótico como una salinidad anómala o variable, o una desecación habitual (Brenchley y Harper, 1998). La presencia esporádica de fragmentos de carofitas indica que el medio sedimentario de esta asociación de facies pudo tener influencia de agua dulce. Además, la existencia de pseudomorfos de sulfatos en los estromatolitos aglutinantes indica que, al menos localmente, se alcanzaron condiciones de hipersalinidad. En definitiva, puede interpretarse que la asociación de facies de oolitos-estromatolitos se depositó en cuerpos de agua muy someros con influencia de agua marina y probablemente de agua dulce,

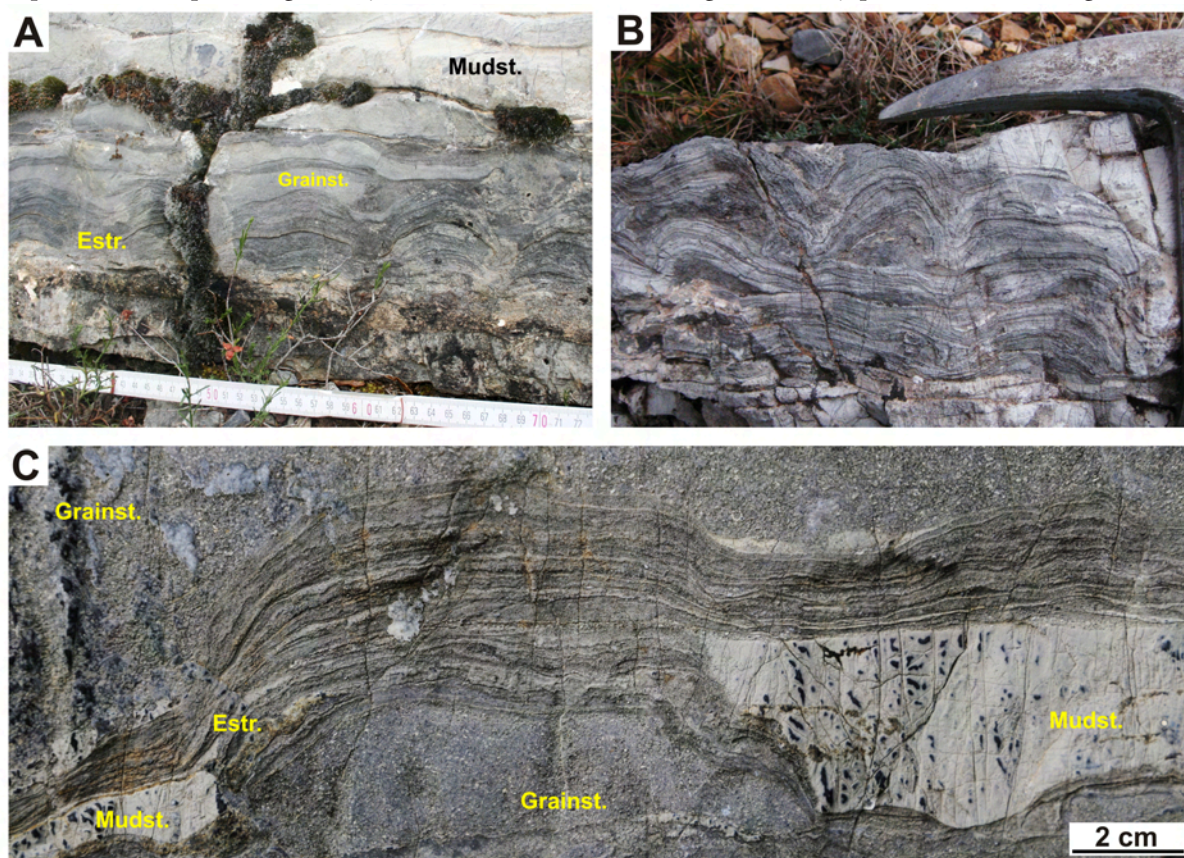


Figura 3.6: Estromatolitos aglutinantes de la asociación de facies de oolitos-estromatolitos. Ver más detalles en las figuras de los capítulos 5 y 6 de esta memoria. **A-B:** Aspecto de afloramiento de los estromatolitos aglutinantes. **C:** Detalle de la compleja interrelación entre los estromatolitos aglutinantes (Estr.) y las facies predominantes de la asociación: calizas *grainstone* oolíticas (Grainst.) y calizas *mudstone* (Mudst.). Nótese que la textura áspera de muchas de las láminas estromatolíticas corresponde a que están formadas por granos atrapados.

que sufrían variaciones periódicas y cíclicas en la agitación de sus aguas debido a la influencia de corrientes mareales. Dentro de este contexto, los estromatolitos aglutinantes se formaron por el atrapamiento de partículas del medio por parte de tapices microbianos (ver detalles de esta interpretación en el capítulo 6 de esta memoria). En las zonas marginales o restringidas de los cuerpos de agua pudieron precipitar evaporitas durante periodos de alta evaporación.

3.3.4 - Asociación de facies de dolomías y evaporitas

Esta asociación de facies (Figs. 3.2D, 3.7, 3.8) aparece en el sector oriental de la Fm Leza, principalmente en la mitad superior de las columnas estratigráficas, y típicamente alternando con la *asociación de facies de oolitos-estromatolitos* (Fig. 3.1). Está compuesta principalmente por dolomías grises y ocres, de tableadas a laminadas, con texturas micríticas o peloidales (Figs. 3.7, 3.8). Las texturas peloidales pueden incluir granos de cuarzo de tamaño limo, y suelen alternar con las texturas micríticas formando estratificación ondulada (Fig. 3.7B; ver más detalles en la Fig. 9 del artículo incluido en este capítulo y en la Fig. 12 del artículo del capítulo 5 de esta tesis). A techo de las capas de dolomía aparecen grietas de desecación, superficies ferruginosas y/o bioturbación. El contenido fósil de las dolomías es muy escaso (ostrácodos y foraminíferos dispersos), pero contienen abundantes pseudomorfos de sulfatos (Figs. 3.7, 3.8). Estos pseudomorfos están compuestos actualmente de calcita, cuarzo y dolomita pero conservan el hábito lenticular y tabular original de yeso y anhidrita, respectivamente (Figs. 3.7, 3.8). La mayoría de los pseudomorfos tienen tamaños submilimétricos a milimétricos y aparecen dispersos en la matriz dolomítica (Fig. 3.7A), o agrupados en capas horizontales de 0.5-3 cm de espesor (Fig. 3.7B-D). Los pseudomorfos milimétricos pueden aparecer agrupados en nódulos de hasta 10 cm de diámetro que, si son muy abundantes, coalescen formando capas continuas que pueden llegar a mostrar estructuras enterolíticas (*sensu* West, 1969; Fig. 3.7D-H). A techo de algunas capas de dolomía se observan pseudomorfos lenticulares de hasta 40 cm de largo, dispersos y sin una orientación preferente (Fig. 3.8). Todos estos pseudomorfos crecen desplazando la matriz, pero la común presencia de inclusiones de dolomicrita dentro de ellos indica que también crecieron de forma reemplazativa (Figs. 3.7H, 3.8E).

Interpretación: La *asociación de facies de dolomías y evaporitas* se interpreta como depositada en medios muy someros, comúnmente desecados y relativamente restringidos, lo que facilitaría que, de forma habitual, la evaporación hiciera aumentar la saturación de las aguas intersticiales del sedimento, lo que produjo la precipitación de sulfatos intrasedimentarios. El contenido fósil de esta asociación de facies es escaso, pero sugiere una conexión con el medio marino y un bajo aporte de agua dulce (ver apartado 3.4 de este capítulo para más detalles paleoecológicos). La influencia de agua marina pudo haber supuesto una fuente importante de sulfato para la precipitación de las evaporitas. La alternancia de esta asociación de facies con la *asociación de facies de oolitos-estromatolitos* sugiere que estas zonas someras y evaporíticas pudieron estar relacionadas con los cuerpos de agua con influencia mareal del sistema. Además, la presencia de estratificación ondulada en las dolomías de esta asociación de facies indica alternancia de episodios de agitación y de calma, que en medios costeros es comúnmente debida a corrientes mareales.

3.3.5 - Asociación de facies clásticas

Esta asociación de facies (Fig. 3.2E) es la segunda más abundante en el conjunto de la Fm Leza, después de la *asociación de facies de calizas negras*, y es más abundante en las columnas estratigráficas del sector occidental que en las del sector oriental (Fig. 3.1). Está compuesta por areniscas y conglomerados (comúnmente asociados entre sí, Fig. 3.9) y, en menor cantidad, por lutitas. Las ocho facies descritas en esta asociación (Tabla 3.3) aparecen normalmente intercaladas unas con otras, así como con facies carbonáticas de otras asociaciones, sin mostrar una ordenación secuencial repetida a lo largo de las columnas (Fig. 3.2E). De entre las facies de esta asociación destacan los conglomerados con matriz arenosa (con cantos

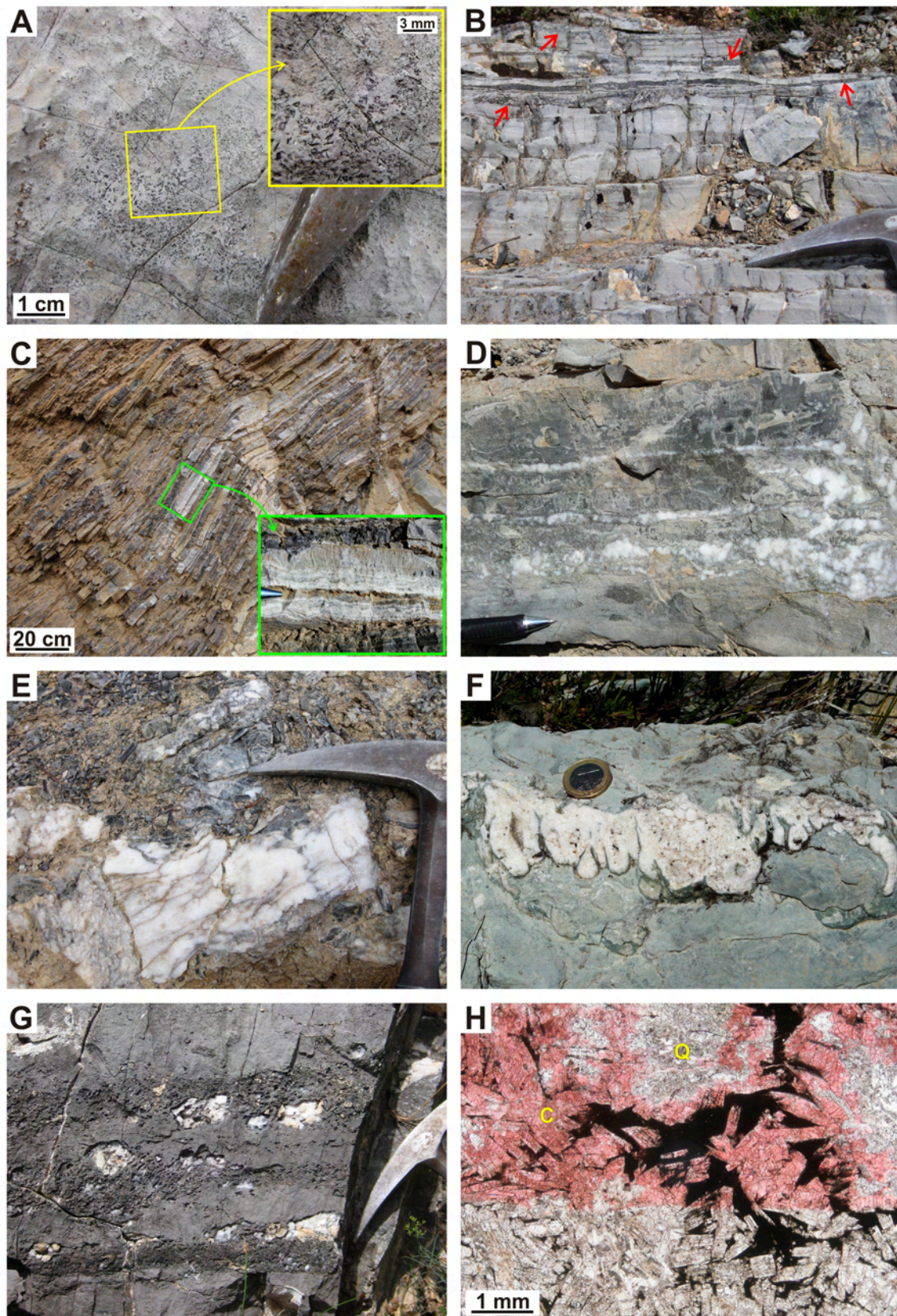


Figura 3.7: Asociación de facies de dolomías-evaporitas. Ver Fig. 9 del artículo incluido en este capítulo y Fig. 12 del artículo incluido en el capítulo 5 para más detalles. **A:** Techo de una capa de dolomías con pseudomorfos de sulfatos en calcita y cuarzo, dispersos en la matriz y de tamaño milimétrico y submilimétrico. **B:** Dolomías tableadas con estratificación ondulada y con abundantes niveles lateralmente continuos (flechas rojas) formados por pseudomorfos de sulfatos de tamaño milimétrico. **C:** Aspecto tableado-laminado de las dolomías de esta asociación de facies. El recuadro muestra un nivel continuo con morfología ondulada y micro-dómica formado por alternancia de láminas de dolomía (colores oscuros) y láminas de pseudomorfos de sulfatos (blanco). Punta de bolígrafo de escala en la parte izquierda del recuadro. **D:** Capa de dolomía con varios niveles de color blanco formados por pseudomorfos de sulfatos. Estos niveles coalescen en la parte derecha de la imagen formando nódulos. **E:** Nódulo

blanco decimétrico formado por pseudomorfos de sulfatos de menor tamaño. Las trazas de colores más oscuros dentro del nódulo son restos de la dolomicrita reemplazada y desplazada por los pseudomorfos. **F:** Nódulo decimétrico con estructura enterolítica formado por pseudomorfos de sulfatos de menor tamaño. **G:** Dolomía de color gris oscuro con abundantes pseudomorfos de sulfatos milimétricos y con algunos nódulos centimétricos blancos formados por pseudomorfos de sulfato de menor tamaño. **H:** Imagen al microscopio (nícoles paralelos) de uno de los nódulos formados por pseudomorfos de sulfatos. Este nódulo está compuesto por numerosos cristales submilimétricos que presentan un hábito original (generalmente tabular) característico de sulfatos, pero que actualmente están compuestos de calcita (C; teñida de rojo) y cuarzo (Q).

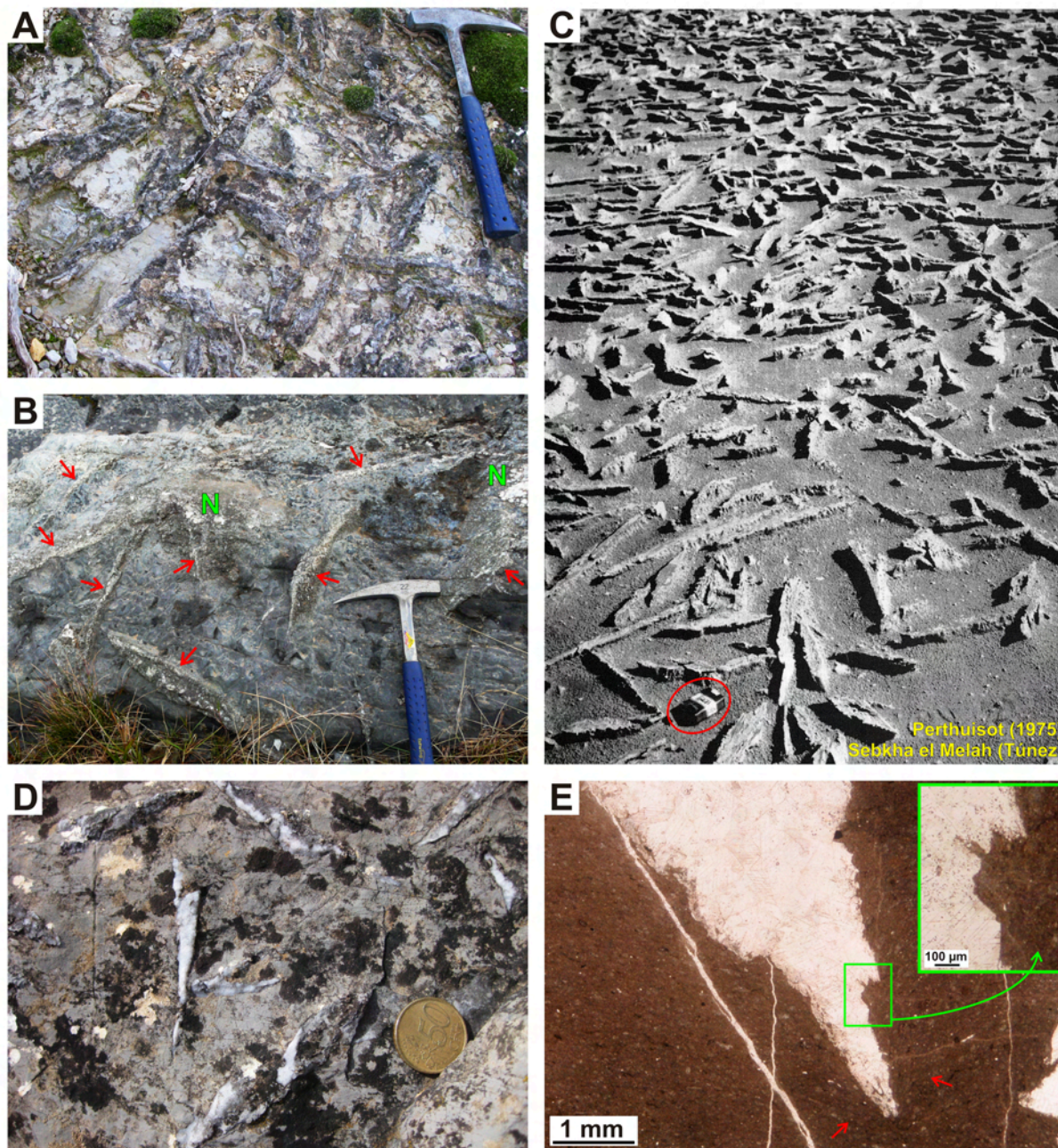


Figura 3.8: Pseudomorfos lenticulares de sulfatos con tamaños decimétricos de la asociación de facies de dolomías-evaporitas. La morfología lenticular sugiere que originalmente se trataría de cristales de yeso. **A:** Techo de una capa de dolomía con abundantes pseudomorfos lenticulares decimétricos distribuidos irregularmente. Compárese con C. **B:** Techo de una capa de dolomía con grandes (hasta 40 cm de largo) pseudomorfos de yeso lenticulares (flechas rojas) y algunos nódulos de pseudomorfos de sulfatos (N). Compárese con C. **C:** Fotografía publicada en Perthuisot (1975) de la superficie de un área de la *sabkha* el Melah (Túnez). Cajetilla de tabaco de escala en la parte inferior. Esta superficie contiene abundantes lenticulas decimétricas de yeso distribuidas irregularmente, muy similares a las observadas en la Fm Leza. Estas lenticulas precipitaron de forma intrasedimentaria en los primeros centímetros del subsuelo de la *sabkha* y se encuentran en la superficie por la erosión posterior del sedimento suprayacente (Perthuisot, 1975; Warren, 1991). **D:** Detalle de una superficie estratigráfica con pseudomorfos lenticulares de yeso. **E:** Imagen al microscopio (nícoles paralelos) de un pseudomorfo de yeso lenticular. El recuadro muestra un detalle del borde del pseudomorfo, que es irregular y con morfologías cristalinas lenticulares, lo que sugiere que el pseudomorfo pudo haber estado formado, en algún momento de su evolución por cristales de menor tamaño. Nótese que la matriz está desplazada (flechas rojas) por el crecimiento del yeso, ahora reemplazado por calcita, y que los bordes de éste incluyen abundantes fragmentos de matriz.

de hasta 40 cm de diámetro) y las areniscas mal seleccionadas con cantos dispersos. Estas facies suelen aparecer asociadas lateral y verticalmente con contactos graduales entre sí, llegando a ser difícil la distinción entre ellas, pues su única diferencia radica en el contenido en cantos (Figs. 3.9, 3.10). Comúnmente, estas facies muestran estratificación cruzada con sets de hasta 1.5 m de espesor que suelen tener techo convexo y *foresets* que disminuyen de espesor y se horizontalizan en sus extremos inferior y superior, formando *bottomsets* y *topsets* tangenciales (Fig. 9C; y Figs. 10-11 del artículo incluido en este capítulo). Algunos de estos sets presentan a techo bioturbación muy abundante (Fig. 3.14E-F; y Fig. 11D del artículo incluido en este capítulo). Desde un punto de vista petrológico, las facies de esta asociación están compuestas por litoclastos de calizas y areniscas del Jurásico marino, cantos de cuarcita, granos de cuarzo, mica y feldespato y, en menor medida, intraclastos micríticos y bioclastos (Fig. 3.10). Los oolitos y bioclastos de las calizas jurásicas aparecen comúnmente incluidos como granos individuales en la matriz arenosa de las facies clásticas de la Fm Leza (Fig. 3.10E-F). Estos litoclastos jurásicos presentan localmente bioerosiones (*borings*) subredondeadas en sus bordes (Fig. 3.11), similares a las del icnogénero *Entobia*, generalmente interpretado como producido por esponjas en medios marinos (p.ej. Bromley, 1994; de Gibert et al., 2012). Como los oolitos y bioclastos de las calizas jurásicas no presentan esta bioerosión cuando están dentro de su roca jurásica original, se interpreta que las bioerosiones tuvieron que ser producidas durante la sedimentación de la Fm Leza (Fig. 3.11). Los niveles de esta asociación de facies suelen presentar, a techo, superficies ferruginosas y/o marmorización rojizo-anaranjada. Cuando la marmorización es muy intensa suelen observarse además nódulos blancos de carbonato subredondeados o verticalmente elongados (Fig. 3.10E-F). Ver el artículo incluido al final de este capítulo y las figuras 10 y 11 de éste, para una descripción más detallada de todas las facies de esta asociación.

Interpretación: La *asociación de facies clásticas* está relacionada con la erosión del sustrato Jurásico de la Cuenca de Cameros, como sugieren los componentes de estas facies. El contexto tectónicamente activo de la Fm Leza (ver capítulo 2 de esta memoria) produjo que durante la sedimentación de la unidad se generaran relieves locales de este sustrato, controlados por fallas y susceptibles de ser erosionados. Los conglomerados arenosos y las areniscas mal seleccionadas con cantos dispersos son las facies más abundantes de esta asociación y fueron probablemente transportadas y depositadas por flujos hiperconcentrados, que se caracterizan por transportar grandes cantidades de arena y grava en suspensión con un contenido bajo (<3-10%) en material fino (Costa, 1988; DeCelles et al., 1991; Mulder y Alexander, 2001; Pierson, 2005). Este tipo de flujos predominan en abanicos aluviales formados por avenidas episódicas no confinadas (Costa, 1988; Blair y McPherson, 1994; Committee on Alluvial Fan Flooding, 1996; Mutti et al., 1996), por lo que se interpreta que las facies clásticas de la Fm Leza se depositaron en este tipo de medios. Además, el hecho de que las facies clásticas alternen con facies carbonáticas, junto con el hecho de que los materiales detríticos que aparecen incluidos en algunas facies carbonáticas sean los mismos que se encuentran en las facies clásticas, sugieren que los abanicos aluviales en los que se depositó esta asociación estaban lateralmente relacionado con algunos cuerpos de agua del sistema de la Fm Leza, por lo que parte de las facies clásticas pudieron depositarse subacuáticamente. A esta interpretación contribuye la similitud de los sets de estratificación cruzada observados en los conglomerados y areniscas de la Fm Leza con los “*flood-generated sigmoidal bars*” de Mutti et al. (1996) y los “*nested lenticular sets*” de Turner y Tester (2006), ambos interpretados como formados por descargas clásticas en cuerpos de agua someros. Además, la bioturbación y la bioerosión observadas en esta asociación de facies son estructuras generalmente formadas bajo lámina de agua. Por último, la presencia abundante de evidencias de alteración edáfica y paleosuelos indica que durante periodos de no sedimentación la vegetación se desarrollaba fácilmente sobre los depósitos clásticos, probablemente asociada a la orla palustre de los cuerpos de agua asociados a los abanicos aluviales.

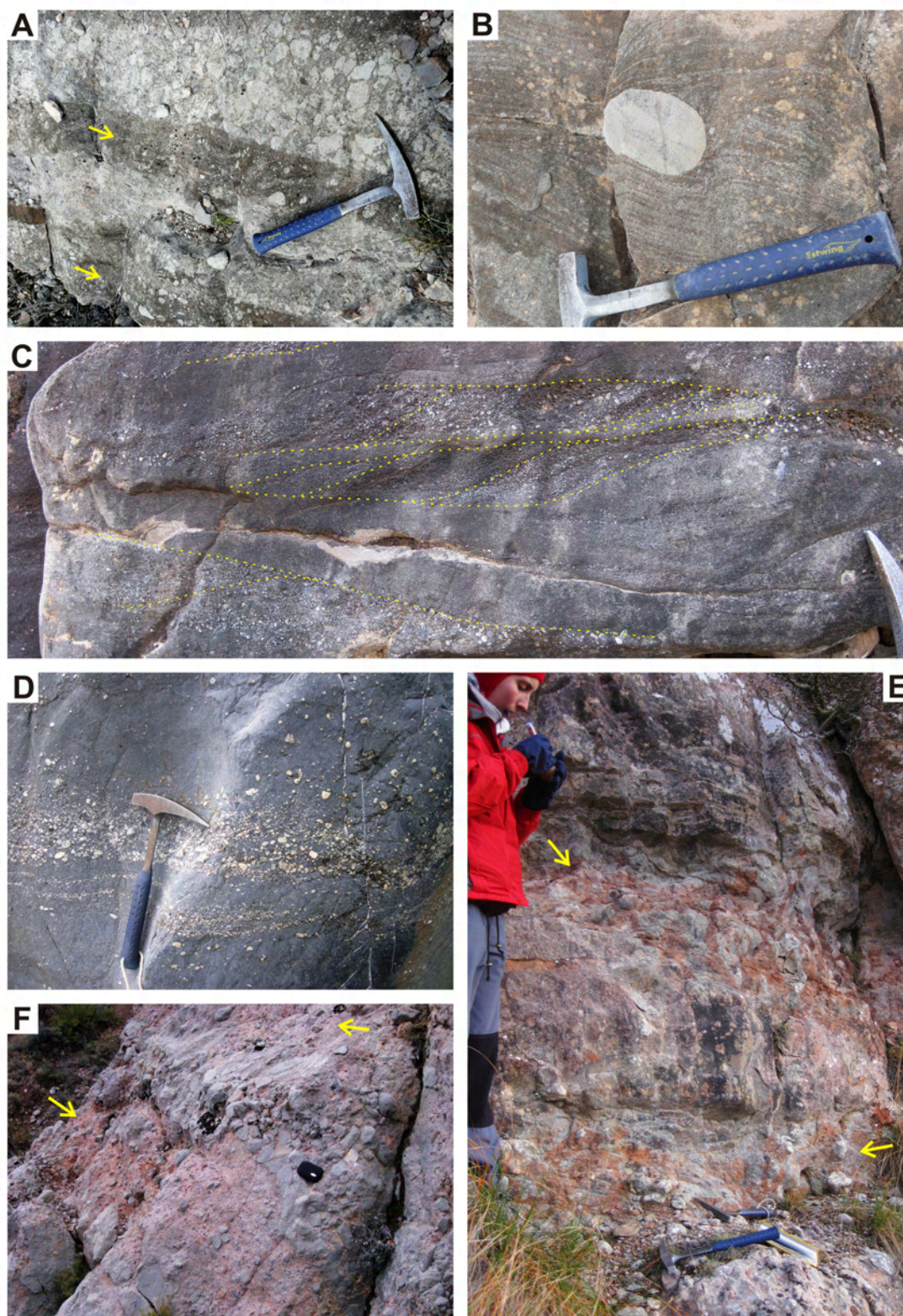


Figura 3.9: Asociación de facies clásticas. Ver Figs. 10-11 del artículo incluido en este capítulo para más detalles. **A:** Alternancia de niveles de conglomerado, formados principalmente por litoclastos de calizas jurásicas (colores claros), con niveles de arenisca con cantos dispersos (flechas amarillas). **B:** Areniscas con estratificación cruzada de gran escala con un canto aislado de caliza oolítica Jurásica que, a su vez, muestra la laminación original. **C:** Nivel de composición mixta arenosa (colores oscuros) y conglomerática (tonos más claros). Las líneas discontinuas muestran cómo los conglomerados están dispuestos en cuerpos lobulares con estratificación cruzada de gran escala que se acúan lateralmente. Punta de martillo como escala en la esquina inferior derecha de la imagen. **D:** Nivel de composición mixta carbonático-conglomerática probablemente formada por la descarga de grandes cantidades de material clástico (cantos de cuarcita y litoclastos Jurásicos) en un cuerpo de agua del sistema de humedales de la Fm Leza. **E:** Capas de arenisca separadas por paleosuelos con marmorización rojo-anaranjada y grandes nódulos carbonáticos grisáceos con morfologías subredondeadas y elongadas verticalmente. **F:** Niveles de conglomerado con marmorización rojo-anaranjada intensa (flechas amarillas).

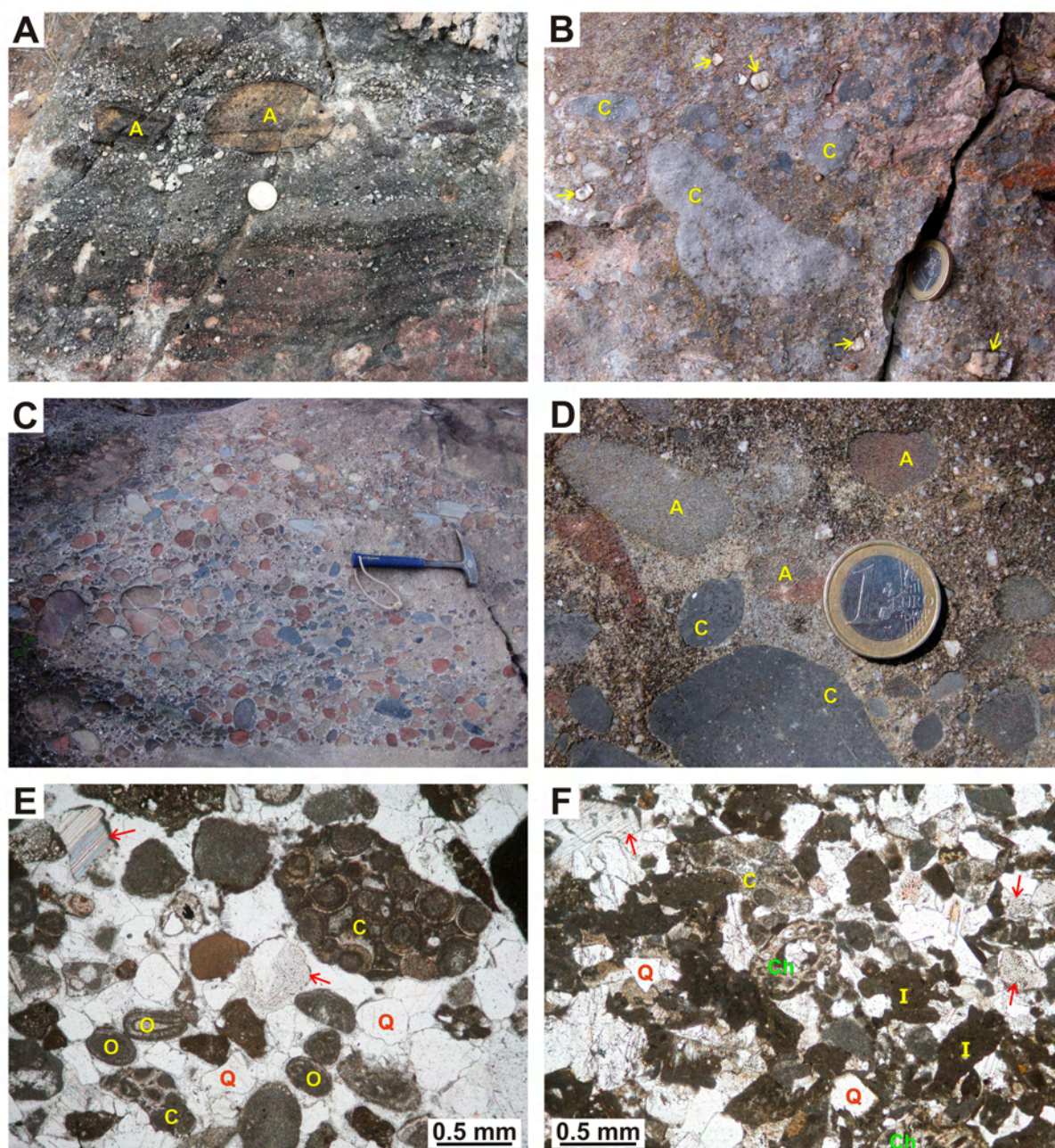


Figura 3.10: Componentes de la asociación de facies clásticas. Ver Figs. 10-11 del artículo incluido en este capítulo para más detalles. **A:** Depósito de composición mixta conglomerático-arenosa formada principalmente por cantos de cuarcita, con dos cantos mayores de arenisca (A). **B:** Nivel de conglomerado compuesta por cantos de cuarcita (flechas amarillas) y litoclastos de caliza del Jurásico marino (C), que forma el sustrato de la Cuenca de Cameros. **C:** Conglomerado formado principalmente por cantos de calizas (tonos oscuros y azulados) y de areniscas (tonos grises y rojizos) del sustrato Jurásico marino de la Cuenca de Cameros. **D:** Detalle del conglomerado de la imagen C en el que se aprecia la matriz arenosa y la presencia de pequeños cantos de cuarcita, diferenciándose además los cantos mayores de caliza oolítica (C) y de arenisca (A) del Jurásico marino. **E:** Imagen al microscopio (nícoles paralelos) de una arenisca. Nótese que algunos oolitos (O) de los fragmentos de caliza oolítica del Jurásico marino (C) están incluidos individualmente como granos. Además, se observan granos de cuarzo (Q) y placas de equinodermos (flechas rojas) también procedentes de calizas Jurásicas marinas. **F:** Imagen al microscopio (nícoles paralelos) de una arenisca con componentes extracuencales (granos de cuarzo: Q, fragmentos de caliza oolítica del Jurásico marino: C, y placas de equinodermo también del Jurásico marino: flechas rojas) y componentes intracuencales (carofitas: Ch, e intraclastos: I).

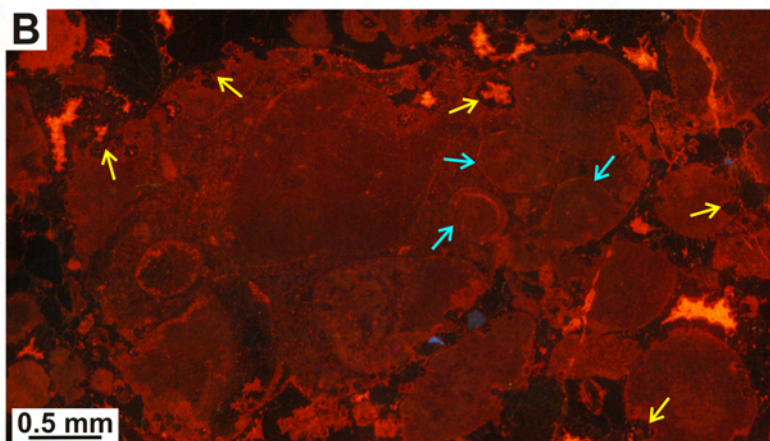
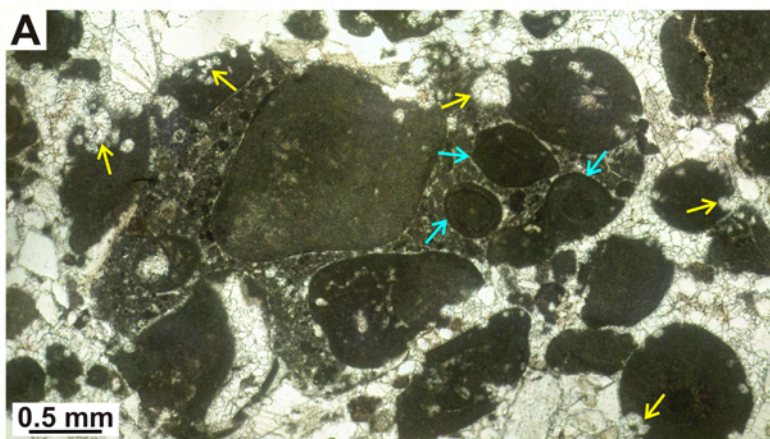
Figura 3.11: Bioerosiones (*borings*) en los bordes de litoclastos de calizas jurásicas de la asociación de facies clásticas de la Fm Leza. **A:** Imagen tomada en el microscopio de luz transmitida (nícoles paralelos) de un litoclasto grande de caliza jurásica oolítica y de otros litoclastos menores que corresponden a oolitos individuales de la misma caliza jurásica incorporados como granos en la Fm Leza. Nótese que tanto el litoclasto principal como los oolitos-litoclastos menores muestran bioerosiones subredondeadas en sus bordes (flechas amarillas) mientras que los oolitos dentro del litoclasto no presentan bioerosiones en sus bordes (flechas azules). **B:** Misma imagen que A pero tomada en el microscopio de catodoluminiscencia. Las flechas señalan los mismos puntos que en A. Nótese que los oolitos dentro del litoclasto no presentan bioerosiones en sus bordes (flechas azules) y que la sucesión de cementos dentro de las bioerosiones (flechas amarillas) es la misma que la observada en la porosidad intergranular del resto de la muestra.

3.3.6 - Estudio de las paleocorrientes

Con la finalidad de complementar el estudio sedimentológico de esta tesis doctoral, se han realizado medidas sistemáticas de paleocorrientes en los depósitos clásticos de la Fm Leza. Dada la poca abundancia de facies clásticas en algunos litosomas de la unidad (Fig. 3.1), estos datos se han completado con medidas realizadas en los depósitos clásticos de la Fm Jubera, con características muy similares a los de la Fm Leza y lateralmente relacionados con ellos. Las condiciones de afloramiento y el tipo de depósitos (fundamentalmente formados por transportes en masa en contextos de abanicos aluviales) implican que no haya sido posible medir grandes cantidades de paleocorrientes. En total se han obtenido 108 medidas.

La mayoría de las estructuras en las que ha sido posible medir direcciones de paleocorrientes corresponden a los sets lenticulares de estratificación cruzada de gran escala en conglomerados arenosos y en areniscas, frecuentemente con *bottomsets* y *topsets* tangenciales (Fig. 3.12). Este tipo de estructuras, interpretadas como producto de la progradación de lóbulos aluviales, bien subaérea o subacuáticamente (p.ej. Mutti et al., 1996; Turner y Tester, 2006; Fisher et al., 2008), no se encuentran entre las principales estructuras que aportan datos de paleocorrientes con mayor precisión (p.ej. Tucker, 2011). Por esta razón, la mayoría de los datos medidos en este estudio se han tomado teniendo en cuenta un cierto ángulo de error, mayor o menor en función de la calidad del afloramiento. Pese a la falta de precisión, estos datos permiten obtener una idea general de las direcciones aproximadas de progradación de los abanicos aluviales de los sistemas deposicionales de la Fm Leza y la Fm Jubera (Fig. 3.13). La conclusión principal que puede obtenerse de los datos de paleocorrientes medidos es la variación de direcciones entre los litosomas, especialmente en el sector oriental, donde litosomas alternos muestran direcciones prácticamente opuestas (Fig. 3.13), y en el litosoma de Clavijo, cuyas paleocorrientes contrastan con las del resto de litosomas del sector occidental (Fig. 3.13). Estas diferencias entre las paleocorrientes principales de los litosomas de la Fm Leza sugiere que las vergencias de las cubetas tectónicas en las que se depositaron fueron diferentes, lo que puede aportar importante información sobre la tectónica extensional original que controló la sedimentación

de la Fm Leza. Ver capítulo 7 de esta memoria para más información.



3.3.7 - Interpretación sedimentológica general de la Fm Leza

A partir de este análisis sedimentológico, se observa que el sistema deposicional general de la Fm Leza estuvo compuesto por una gran variedad de medios sedimentarios diferentes (Fig. 3.14), situados en un contexto costero y que abarcaron prácticamente toda la transición desde medios continentales proximales a medios marinos marginales. Como se discute detalladamente en el artículo incluido al final de este capítulo, el término más adecuado para caracterizar de forma conjunta todos los diferentes medios interpretados a partir de los depósitos de la Fm Leza

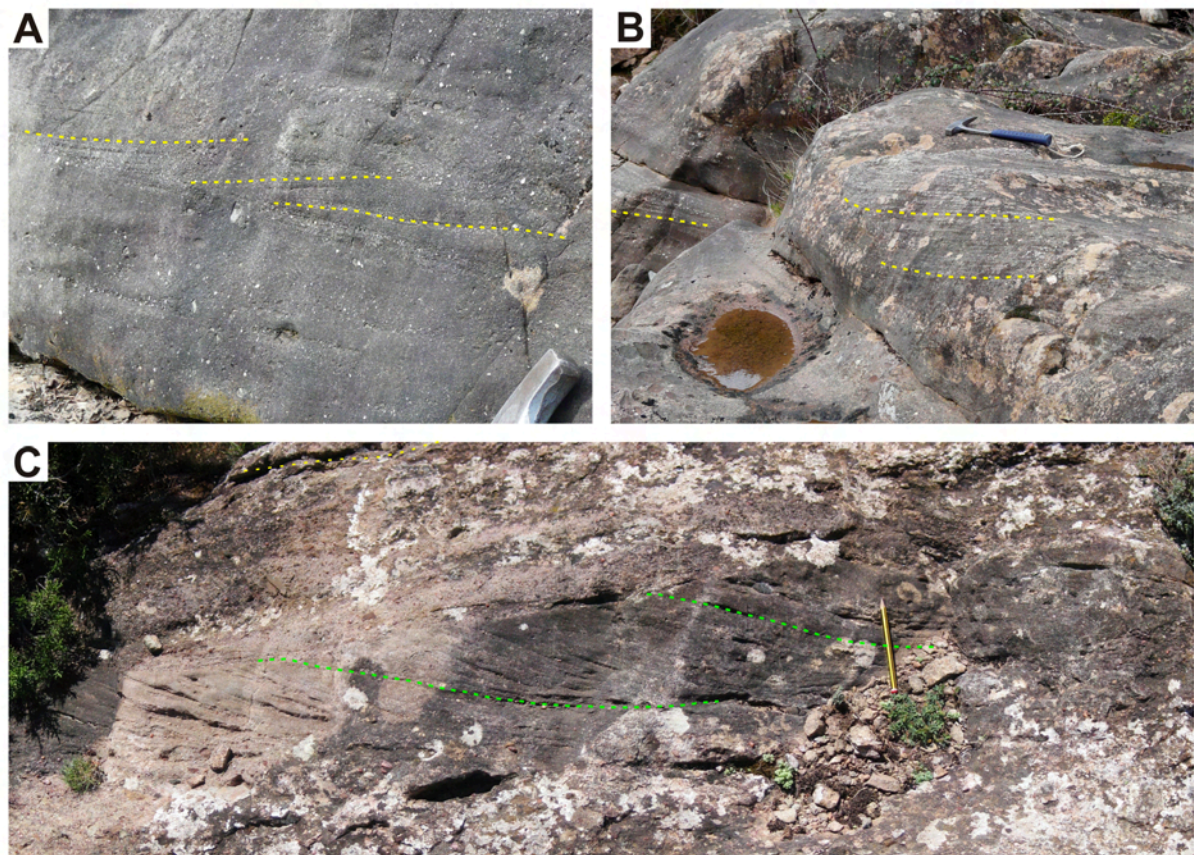


Figura 3.12: Ejemplos de las estratificaciones cruzadas en las que se han medido direcciones de paleocorrientes en los depósitos clásticos de las Fms Leza y Jubera. **A-B:** Facies clásticas de la Fm Leza en el sector de San Martín de Jubera. **C:** Facies clásticas de la Fm Jubera en el sector de Arnedillo.

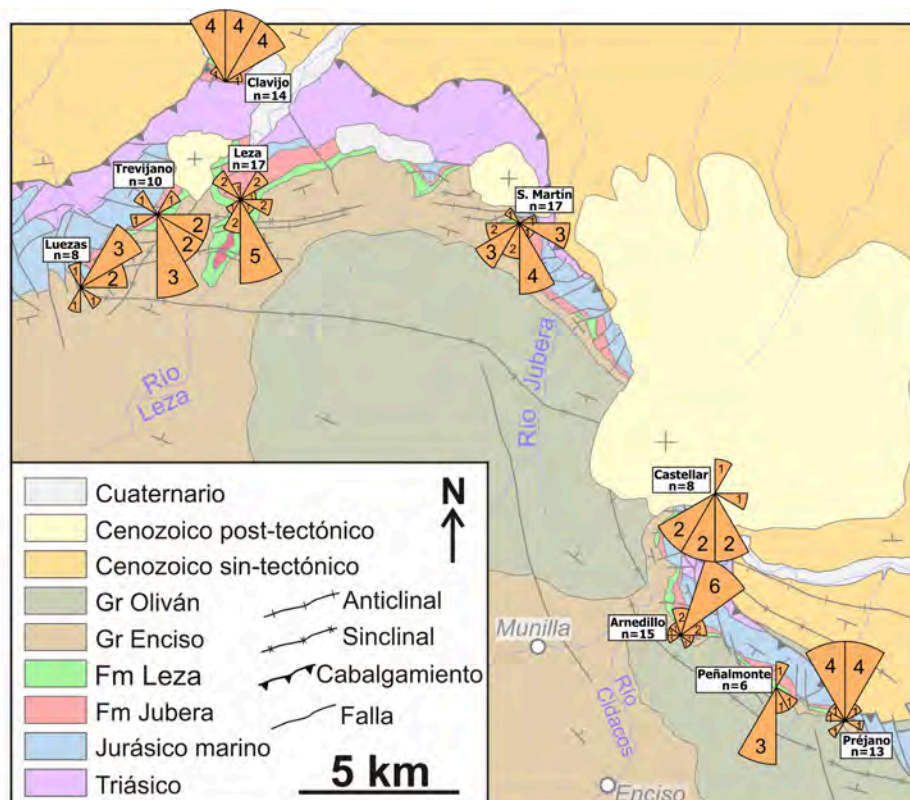


Figura 3.13: Mapa geológico general simplificado del área de estudio de esta tesis doctoral, análogo al mostrado en la Figura 2.1. A este mapa se han superpuesto los resultados de las medidas de paleocorrientes en las facies clásticas de las Fms Leza y Jubera. Los datos de paleocorrientes medidos en campo han sido corregidos según el buzamiento de las capas en las que se midieron y han sido tratados estadísticamente con el programa PAST (Hammer et al., 2001) que los representó en diagramas de “rosas de los vientos”, agrupando los datos en porciones circulares de 30°, cuyo tamaño depende de la abundancia relativa de datos dentro de cada porción. En esta figura se muestran sólo las porciones y el número que hay dentro de ellas indica la cantidad de medidas que engloban.

es el de “humedales costeros”. Así pues, el sistema deposicional general de la Fm Leza sería un complejo sistema de humedales costeros desarrollados en un contexto extensional tectónicamente activo, cuya distribución y evolución de facies estuvo controlada principalmente por los siguientes factores:

- La tectónica controló en gran parte la generación de espacio de acomodación (ver capítulo 2 de esta tesis) y controló, sobre todo, la formación de abanicos aluviales en las áreas marginales del sistema y el aporte de material clástico a los cuerpos de agua. El hecho de que la tectónica extensional afectara fundamentalmente al sustrato Jurásico de la cuenca, (formado en gran medida por carbonatos), produjo que la erosión de éste proporcionara una fuente importante de carbonato disuelto al sistema de humedales costeros. Además, es probable que la tectónica del borde norte de la Cuenca de Cameros tuviera un papel importante en el establecimiento de las vías de conexión con el ámbito marino (ver capítulo 7 de esta memoria).

- El aporte de agua dulce, al menos parcialmente ligado al aporte de material clástico, generó abundantes cuerpos de agua dulce (predominantes en la primera etapa de desarrollo de la unidad), así como cuerpos de agua con salinidades bajas o variables por mezcla con agua marina. Es probable que el sector occidental de la Fm Leza tuviera un aporte preferente de agua dulce, lo que produjo que en este sector no llegaran a precipitar evaporitas, mientras que en el oriental son relativamente abundantes. Esta distribución espacial de los aportes de agua dulce es también a los depósitos del Gr Enciso, relacionados proximalmente con la Fm Leza (Fig. 3.14), puesto que en el sector occidental del Gr Enciso son más abundantes las facies siliciclásticas y de agua dulce, mientras que en el sector oriental predominan los carbonatos, con mayor presencia de medios costeros salobres (Aguirrezabala et al., 1985; Alonso Azcárate, 1997; Delvene y Munt, 2011; 2013). Además, el aporte de agua dulce en el sistema de la Fm Leza controlaría en gran medida los cambios en el nivel freático, que son uno de los factores fundamentales en la evolución de cualquier sistema de humedales.

- La conexión con el ámbito marino, que aumentó progresivamente a lo largo de la evolución de la unidad (debido, probablemente, a la transgresión del Aptiense inferior, ver capítulo 2 de esta memoria), fue también un factor importante en la generación de espacio de acomodación del sistema (ver capítulo

7 de esta memoria). La proximidad al nivel del mar condicionó también el nivel freático del sistema, haciendo que éste permaneciera alto, lo que facilitó la permanencia de las condiciones húmedas durante la sedimentación de la unidad. La conexión con el ámbito marino produjo la entrada de agua salada en los humedales de la Fm Leza, que al interaccionar con el agua dulce generó gran parte de la variedad sedimentológica de esta unidad, pues en ella pueden distinguirse, al menos, cinco tipos diferentes de medios sedimentarios con influencia marina: 1) los cuerpos de agua salobre y 2) los cuerpos de agua con dasycladales de la *a. de f. de calizas negras*

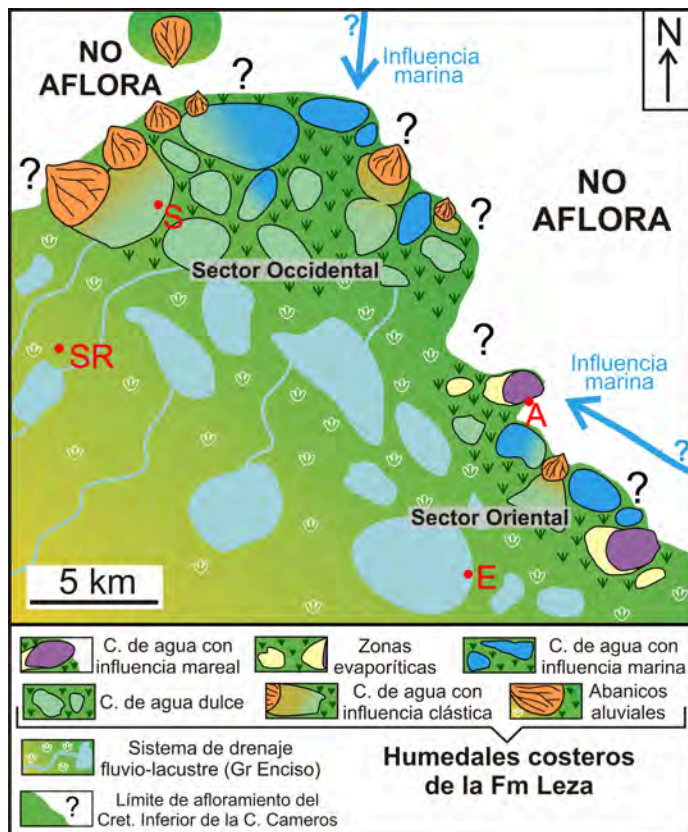


Figura 3.14: Esquema paleogeográfico de la distribución general de medios sedimentarios en el NE de la Cuenca de Cameros durante la sedimentación de los humedales costeros de la Fm Leza. El área representada es aproximadamente la misma que en el mapa de las Figuras 2.1 y B.13. Las zonas blancas representan sectores donde no hay afloramiento de rocas del Cretácico Inferior. S: Soto en Cameros. SR: San Román de Cameros. A: Arnedillo. E: Enciso.

(ver más detalles en el apartado 3.4.1.3); 3) los cuerpos de agua (con foraminíferos) de la *a. de f. de calizas grises tableadas* en el sector occidental; 4) los cuerpos de agua con influencia mareal (y con foraminíferos) de la *a. de f. de oolitos-estromatolitos* en el sector oriental; y 5) las áreas evaporíticas del sector oriental. Aunque, por ausencia de afloramiento, no se pueda establecer el tipo de conexión concreta que existía entre la Fm Leza y las áreas marinas adyacentes y coetáneas (ver capítulo 7 de esta memoria para el contexto paleogeográfico de la unidad), las evidencias sedimentológicas y paleontológicas presentadas en esta tesis hacen patente la existencia de esta conexión, que, al menos localmente, tuvo que ser relativamente directa para permitir la entrada de corrientes mareales al sistema de humedales costeros.

La influencia relativa de estos tres factores probablemente tuvo gran variación espacial dentro del sistema de humedales costeros de la Fm Leza. Por un lado, el control tectónico pudo ser relativamente diferente en cada una de las cubetas en las que tuvo lugar la sedimentación. Por otro lado, el análisis de facies muestra que el aporte de agua dulce o la conexión con el mar también variaron en diferentes sectores del sistema. La variabilidad lateral de estos factores produjo la gran diversidad de medios sedimentarios que coexistieron en el mismo sistema de humedales costeros. De forma similar, los sistemas carbonáticos costeros actuales están típicamente distribuidos como un mosaico de medios diversos (p.ej., Wilkinson y Drummond, 2004; Wright y Burgess, 2005; Maloof y Grotzinger, 2012). Además, cualquier variación en uno o varios de los factores (tectónica, aporte de agua dulce o conexión con el mar) puede producir cambios ambientales relativamente rápidos a escala geológica, lo que añade más complejidad a este “mosaico de medios”. En el caso de la Fm Leza, esta variabilidad temporal del sistema se puede apreciar en las continuas alternancias de facies diferentes y en las transiciones verticales netas entre ellas, que son el reflejo de lo que en sistemas actuales Wolanski et al. (2009) denominan “la geomorfología constantemente cambiante de los humedales costeros” (p. 21).

Esta gran variabilidad tanto espacial como temporal de los controles principales de la sedimentación es probablemente la causante de que los depósitos de los humedales costeros de la Fm Leza no muestren una ciclicidad marcada (Fig. 3.1) y de que la mayoría de las asociaciones de facies de la unidad tengan distribuciones estocásticas, no observándose el desarrollo de secuencias de facies repetidas en la vertical (Fig. 3.2). Estas observaciones coinciden con las realizadas por autores previos respecto a la práctica ausencia de ciclicidad y de secuencialidad en muchos sistemas carbonáticos marinos someros y costeros, tanto actuales como fósiles (p. ej. Wilkinson et al., 1996; 1997; Wilkinson y Drummond, 2004; Wright y Burgess, 2005; Burgess, 2006; 2008). Esta coincidencia sugiere que la Fm Leza quizás no sea una excepción y que la complejidad y variabilidad de los procesos que controlan la evolución de sistemas carbonáticos (especialmente en medios costeros con mezcla de procesos continentales y marinos, y en medios costeros controlados por la tectónica, cf. De Benedictis et al., 2007), probablemente dificulte el registro de señales cíclicas en los depósitos de estos sistemas, produciendo, por el contrario, distribuciones estocásticas, tanto en la vertical (tiempo) como en la horizontal (espacio).

A modo de resumen, puede aplicarse a la sedimentología de los humedales costeros de la Fm Leza las palabras con las que Schubert y Blindow (2003) describen los sistemas costeros actuales del mar Báltico (un extenso y somero mar epicontinental, en cierto modo análogo a los mares epicontinentales que invadieron la placa Ibérica durante el Cretácico Inferior): “una gran variabilidad de casi todos los parámetros, en el tiempo y en el espacio, es su característica principal” (p. 26).

3.4 - ASPECTOS PALEOECOLÓGICOS DE LA FM LEZA

Además de la variabilidad sedimentológica, la Fm Leza presenta una variabilidad interesante en su contenido paleontológico. En cuanto a los restos de vertebrados, que son diversos, aunque no especialmente abundantes, destacan las huellas de dinosaurios (Fig. 3.15; Casanovas et al, 1992; Moratalla, 2009; Moratalla y Hernán, 2010) y huesos de pterosaurios (Fig. 3.16A-F; Fuentes Vidarte y Mejjide Calvo, 2010; Pereda-Suberbiola et al., 2012). También aparecen esporádicamente fragmentos de huevos de reptiles (Fig.

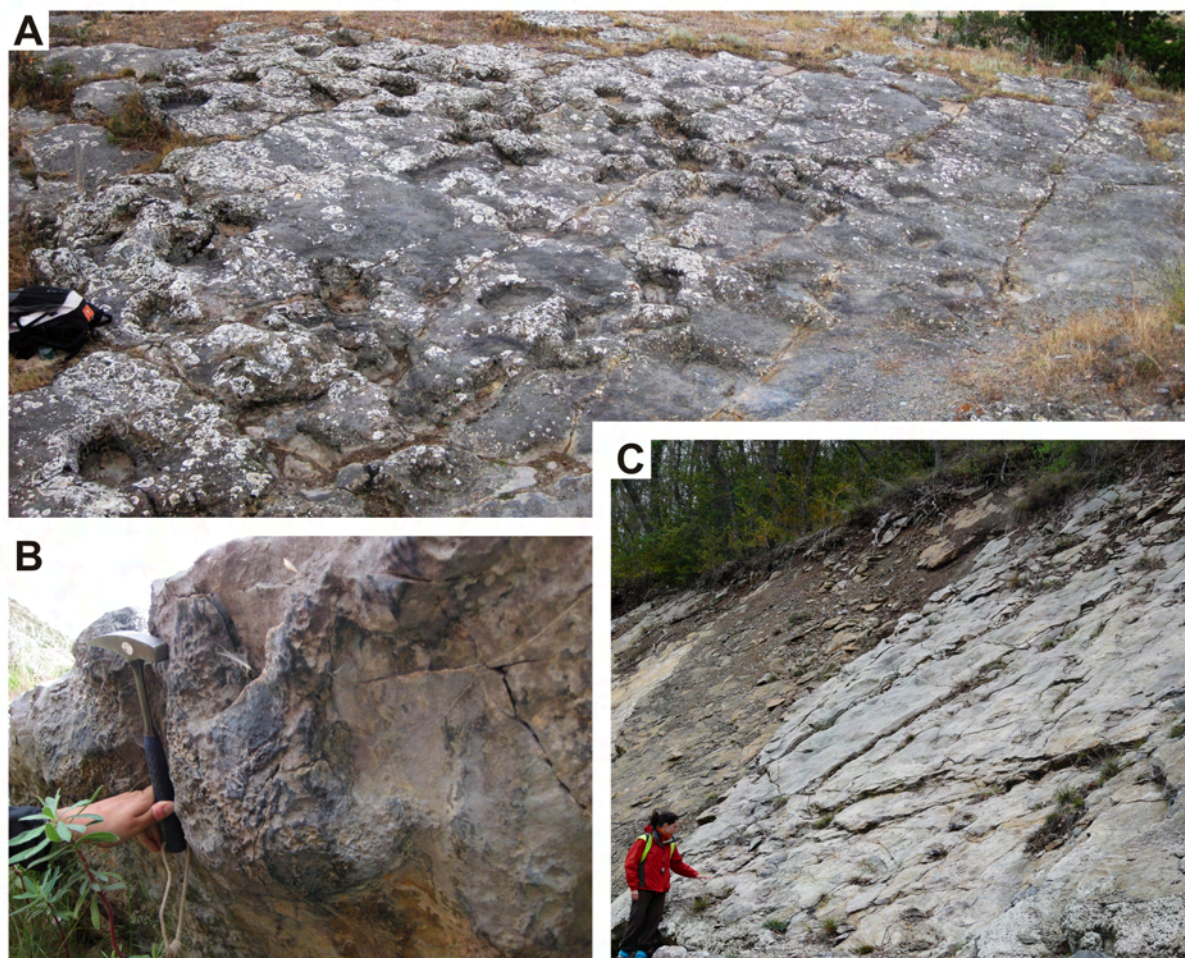


Figura 3.15: Huellas de dinosaurio de la Fm Leza. **A:** Techo de un estrato con abundantes epirrelieves cóncavos, profundos (hasta 20 cm) y generalmente de forma subcircular, interpretados como huellas de saurópodos (Casanovas et al., 1992). Ladera este del valle del Río Leza. **B:** Base de un estrato de la Fm Leza en la columna estratigráfica de Préjano con un hiporrelieve cóncavo tridáctilo que representa una huella de dinosaurio, posiblemente de terópodo (J. Moratalla com. pers.). **C:** Techo de un estrato de la parte superior de la columna estratigráfica del Río Leza con numerosos epirrelieves cóncavos interpretados como huellas de dinosaurios (J. Hernán com. pers.).

3.16G-H), dientes de crocodilomorfos y restos de peces (Suarez-Gonzalez et al., 2010; Pereda-Suberbiola et al., 2012). Los restos fósiles de invertebrados son más abundantes que los de vertebrados en la Fm Leza. Se observan gran cantidad de trazas fósiles de invertebrados (Fig. 3.17), pero los restos más abundantes de invertebrados son los ostrácodos (ver apartado 3.4.3), que aparecen prácticamente en todas las facies de la unidad, seguidos de gasterópodos (Fig. 3.18) y foraminíferos bentónicos (ver apartado 3.4.2). Localmente, aparecen fragmentos de bivalvos. Además de todos estos restos animales, también son comunes en la Fm Leza los fósiles de vegetales, fundamentalmente microscópicos (carofitas y dasycladales, ver apartado 3.4.1). Los restos directos de plantas macroscópicas aparecen muy localmente (Fig. 3.19), pero las huellas de raíces son muy abundantes en varias facies de la unidad (ver Figs. 5, 6, 7 y 11 del artículo incluido en este capítulo). Por último, la Fm Leza es muy rica en diversos tipos de carbonatos microbianos o microbialitas, rocas cuyo origen está producido, inducido o influenciado por la actividad de comunidades microbianas bentónicas (Dupraz et al., 2011). Estas rocas son tratadas en detalle en la segunda parte de esta memoria (capítulos 5 y 6).

Estos restos fósiles proporcionan una idea general del ecosistema de los humedales costeros de la Fm Leza. En este paleo-ecosistema general destaca la presencia tanto de organismos de afinidad claramente continental (vertebrados terrestres y carofitas, por ejemplo), como de organismos de afinidad claramente marina (algas dasycladales y foraminíferos). Sin embargo, aunque estos fósiles aparentemente incompatibles paleoecológicamente aparezcan asociados en la misma unidad, el estudio sedimentológico

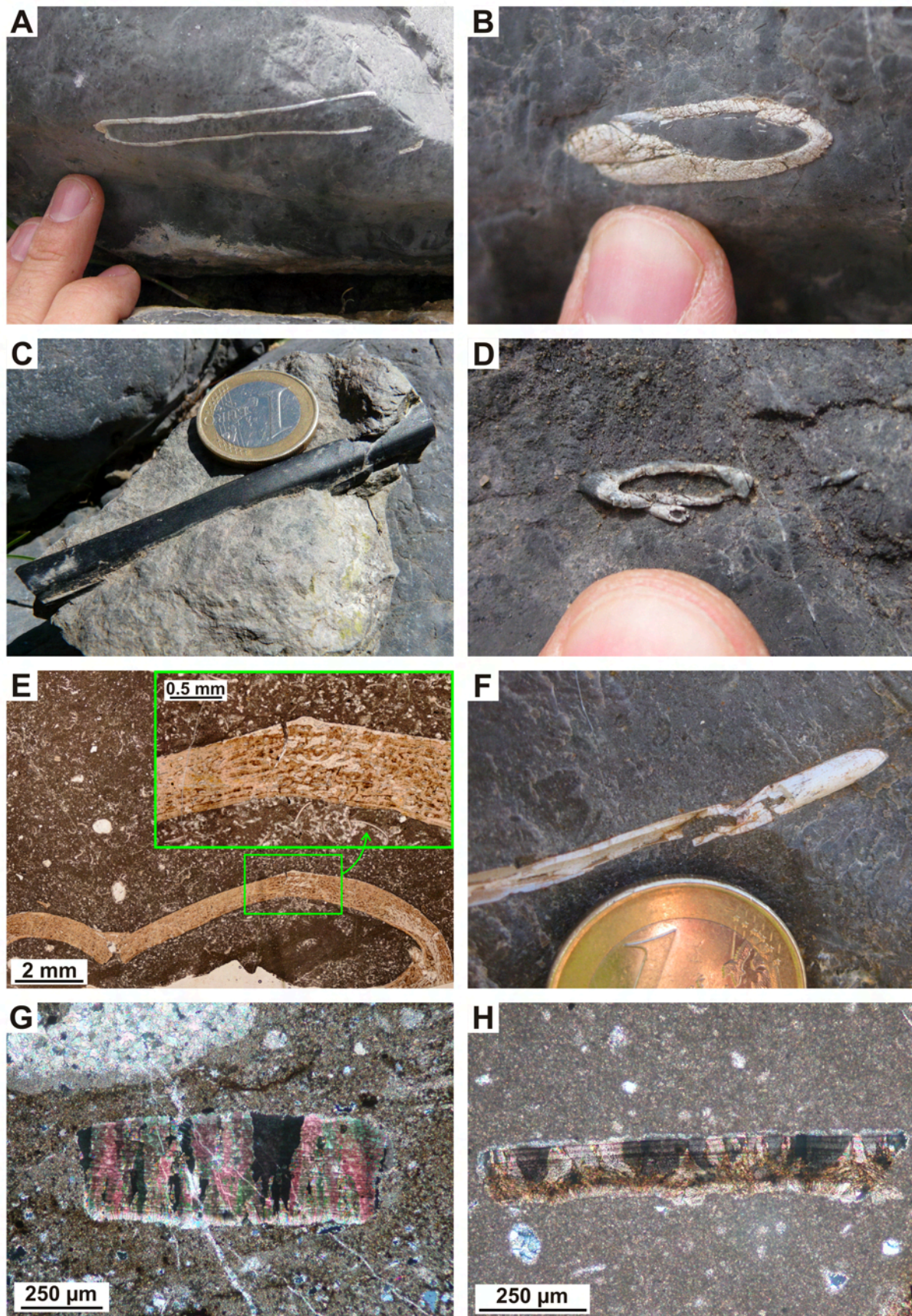


Figura 3.16: Restos directos de vertebrados de la Fm Leza. **A-F:** Fragmentos de huesos largos muy pneumatizados (con una amplia cavidad interna), característica propia del os huesos de pterosaurios. Los restos probablemente pertenecen a la especie *Prejanopterus curvirostris*, definida en la Fm Leza (Pereda-Suberbiola et al., 2012). Las fotos A-E son de la columna estratigráfica de Préjano y la foto F es de la columna de Río Leza. La muestra de mano C fue fotografiada con el permiso de Santiago Jiménez. **G-H:** Fragmentos de huevos de reptiles vistos en lámina delgada (nícoles cruzados). Ambas pertenecen a la columna estratigráfica de Arnedillo.

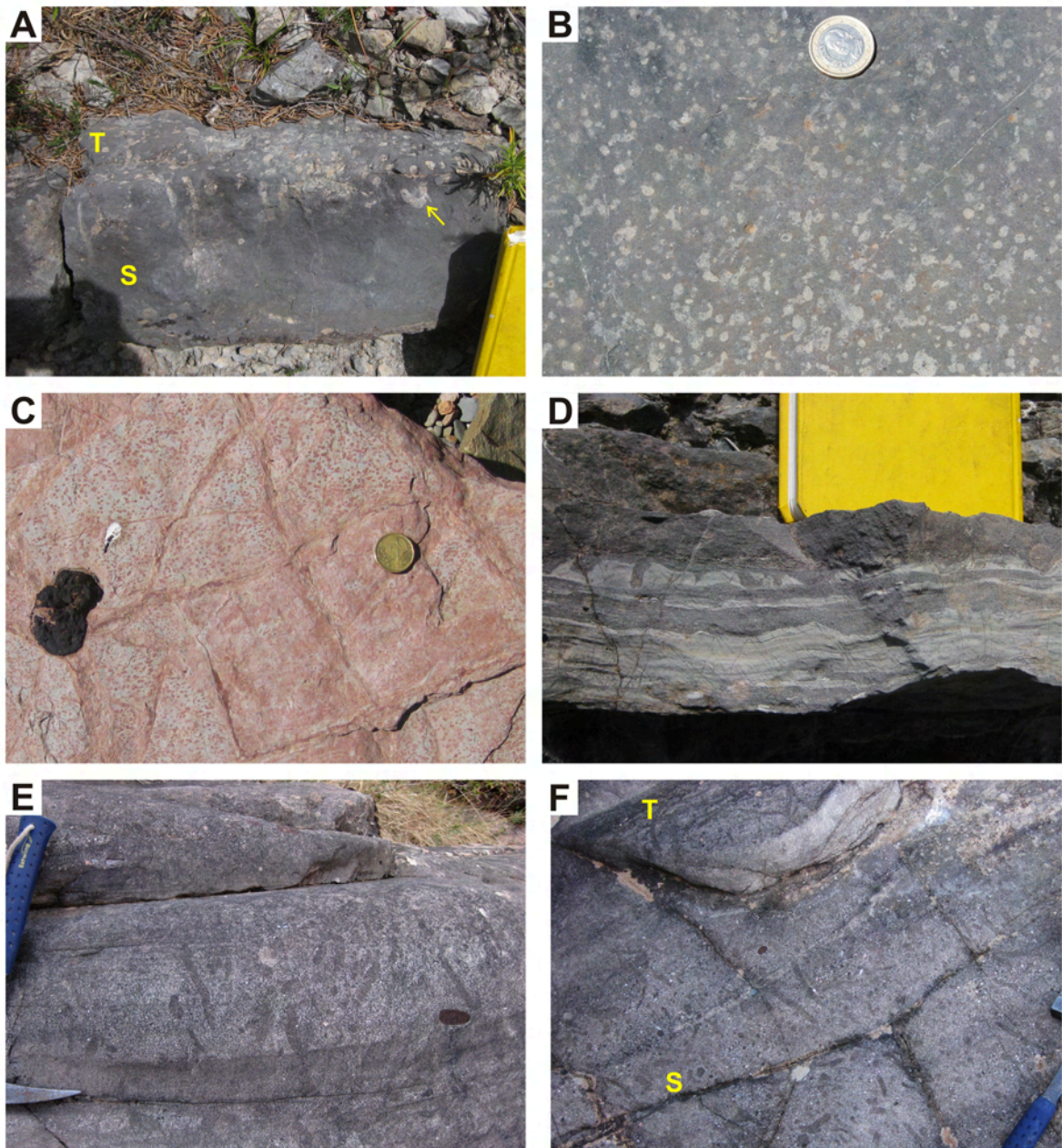


Figura 3.17: Trazas fósiles de invertebrados de la Fm Leza. **A:** Vista del techo (T) y de la sección (S) de un estrato de calizas negras. Nótese que en sección, algunas trazas tienen forma de “U” (flecha). El cuaderno de campo de escala tiene aproximadamente 2 cm de grosor. Columna de Préjano Este. **B:** Techo de un estrato de calizas negras con abundantes cavidades rellenas, de sección subcircular a irregular, que probablemente correspondan a trazas de invertebrados. Columna de Préjano Este. **C:** Techo de una capa de lutitas rojas con grietas de retracción y abundantes cavidades subcirculares de pequeño tamaño y rellenas, que probablemente correspondan a trazas de invertebrados. Litosoma de Arnedillo. **D:** Capa formada por alternancia de láminas grainstone oolíticas (oscuras) y láminas mudstone grises (claras) de la *asociación de facies de oolitos-estromatolitos*, con bioturbación vertical en la lámina mudstone superior. El cuaderno de campo de escala tiene aproximadamente 12 cm de ancho. Columna de Préjano Este. **E:** Trazas verticales y oblicuas en una capa de areniscas. Columna de San Martín. **F:** Techo (T) y sección (S) de una capa de areniscas con abundantes trazas fósiles tanto horizontales, como verticales y oblicuas. Columna de San Martín. La Fig. 11D del artículo incluido en este capítulo muestra un detalle de techo (T) de esta misma capa.

detallado presentado en este capítulo muestra que no todos los fósiles aparecen en todas las facies, por lo que la variedad paleontológica de la Fm Leza está directamente ligada a su variedad sedimentológica. Esto implica que dentro de los humedales costeros de la Fm Leza existieron diferentes asociaciones bióticas, controladas por las condiciones ambientales características de cada medio sedimentario. Además, también se ha observado que el contenido fósil puede variar dentro de una misma facies, según su distribución dentro del sistema o a lo largo de la evolución de éste, lo que sugiere que ligeros cambios ambientales dentro de un mismo medio sedimentario pudieron llegar a modificar su contenido biótico.

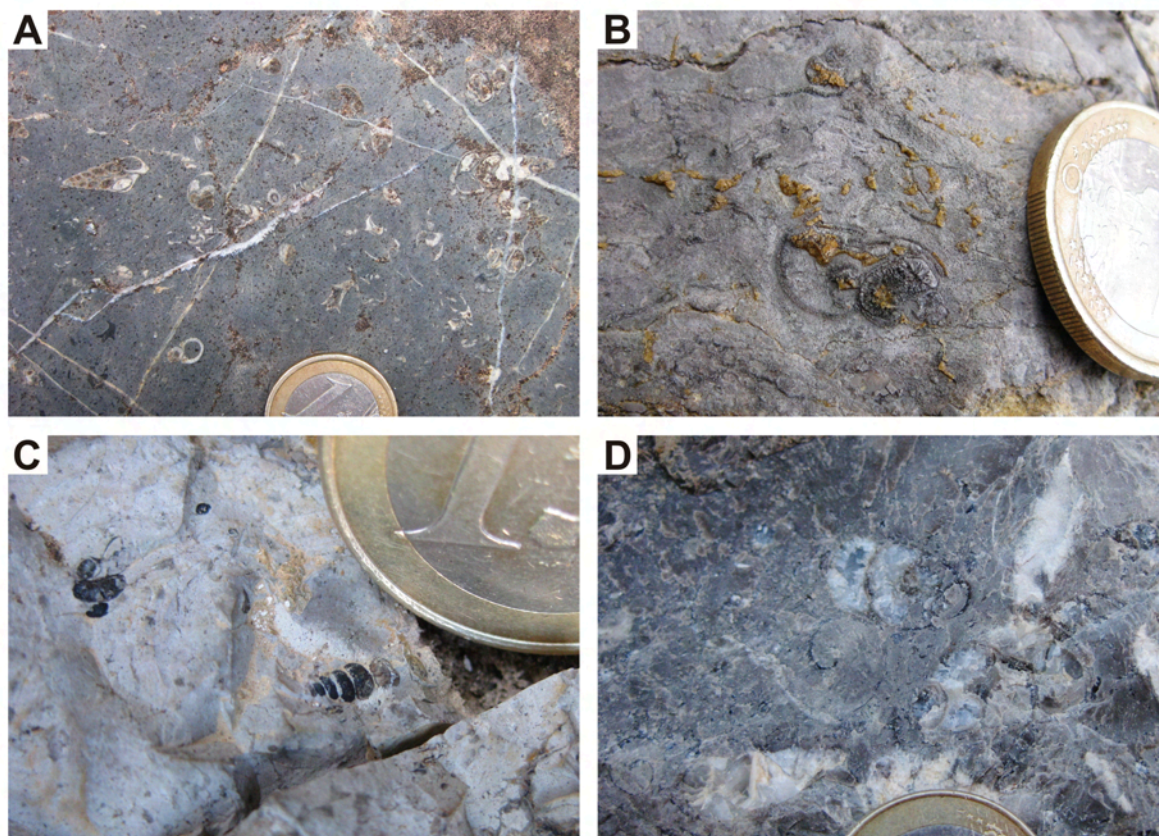


Figura 3.18: Gasterópodos de la Fm Leza. **A-B:** Gasterópodos de la asociación de facies de calizas negras. **C-D:** Gasterópodos de la asociación de facies de calizas grises tableadas.

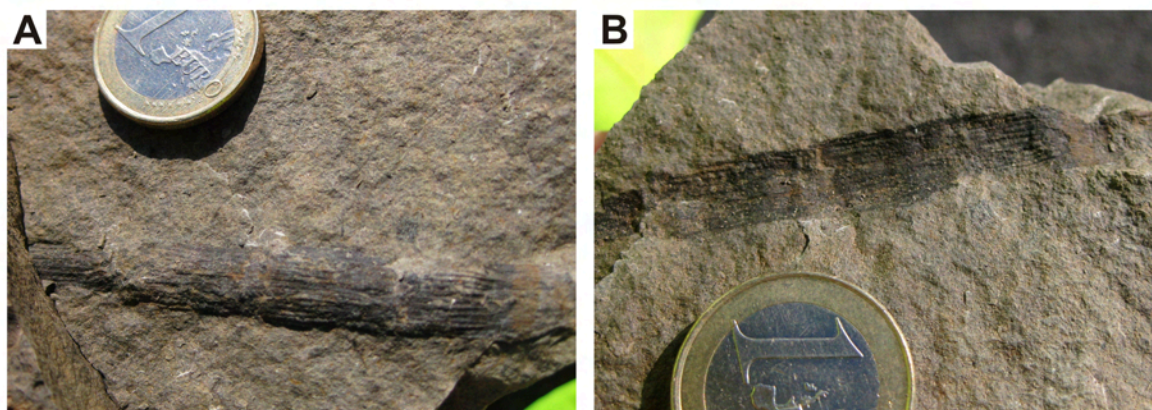


Figura 3.19: Resto de un tallo vegetal encontrado en la Fm Leza. **A:** Molde interno. **B:** Molde externo del mismo ejemplar.

Por estas razones, para conseguir una reconstrucción paleoambiental más fiel de los sistemas de humedales costeros en los que se depositó la Fm Leza, es necesario complementar el estudio sedimentológico con un estudio paleoecológico. A continuación se detallan los aspectos paleoecológicos estudiados en esta tesis respecto a tres grupos fósiles de especial relevancia paleoambiental, carofitas, dasycladales y foraminíferos bentónicos, junto con una breve mención a los ostrácodos.

3.4.1 - Carofitas y dasycladales

Estos dos tipos de “algas verdes” son los fósiles más característicos y más abundantes (junto con los ostrácodos) de la *asociación de facies de calizas negras* de la Fm Leza. En otras asociaciones de facies aparecen muy esporádicamente y generalmente como fragmentos. Dentro de la *asociación de facies de calizas negras*, los dos tipos de algas pueden aparecer juntos en la misma muestra, pero suele predominar uno sobre el

otro. En general, se observa que las secuencias estratocrecientes que caracterizan esta asociación de facies (Fig. 3.2A y Fig. 5 del artículo incluido en este capítulo) presentan mayor abundancia de una o de otra alga, sin que se observe ningún otro cambio de tipo litológico en ellas. De esta forma, pueden definirse secuencias de calizas negras dominadas por carofitas y secuencias dominadas por dasycladales (Fig. 3.1). Las secuencias dominadas por carofitas predominan en la parte inferior de las columnas estratigráficas y son más abundantes en el sector occidental de la unidad (Fig. 3.1), mientras que las secuencias dominadas por dasycladales comienzan a aparecer hacia la parte media de las columnas estratigráficas, siendo más abundantes a techo y en el sector oriental de la unidad (Fig. 3.1). Dado que las unidades con presencia conjunta de carofitas y dasycladales son relativamente poco comunes y además presentan un gran interés paleoecológico y bioestratigráfico (Dini et al., 1998; Azerêdo et al., 2002a; Climent-Domenech et al., 2009; Martín-Closas et al., 2009), la relación entre ambas algas en la Fm Leza ha sido estudiada en detalle.

3.4.1.1 Carofitas

El estudio de las carofitas de la Fm Leza ha sido realizado con el Dr. Carles Martín-Closas durante una breve estancia en el Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines de la Universitat de Barcelona. Este estudio se ha basado en el análisis petrográfico de muestras en lámina delgada.

En las láminas delgadas estudiadas los principales restos de carofitas encontrados corresponden a porciones calcificadas de talos sin una orientación preferente (Figs. 3.20-21). Predominan las secciones internodales, pero las secciones nodales también son abundantes (Fig. 3.20A). Las fructificaciones de las carofitas (utrículos y girogonitos) también se observan en muchas láminas delgadas, pero son menos comunes que los talos (Figs. 3.20-21). Las microfacies con carofitas suelen tener texturas *mudstone-wackestone* siendo muy raras las muestras con textura *packstone*, que suelen considerarse depósitos *in situ* de “praderas de carofitas” (*charophyte meadows*). Las muestras de la Fm Leza con presencia de carofitas incluyen también abundantes ostrácodos (generalmente en mayor abundancia que las carofitas), fragmentos de gasterópodos, oncolitos y fragmentos de colonias de cianobacterias filamentosas. Se han distinguido dos asociaciones principales de carofitas, que no suelen aparecer juntas en una misma muestra.

Asociación A: en esta asociación predominan los talos tipo *Clavatoraxis* (*sensu* Martín-Closas y Diéguez, 1998), que suelen presentar las rosetas aciculares (*spine-cell rosettes*) características de este género (Fig. 3.20). En las muestras estudiadas, este tipo de talos están típicamente asociados a utrículos de clavatoráceas (principalmente del género *Atopochara*), que en ocasiones pueden llegar a verse en conexión anatómica con los talos de *Clavatoraxis* (Fig. 3.20C-F). Esta asociación de carofitas es la más común de la Fm Leza, siendo más abundante en la mitad inferior de las columnas estratigráficas. En la mitad superior, las secuencias de calizas negras con esta asociación de carofitas suelen alternar con secuencias ricas en dasycladales (Fig. 3.1).

Asociación B: en esta asociación predominan los talos del género *Charaxis* (*sensu* Harris, 1939) y son muy comunes los girogonitos de porocaráceas (Fig. 3.21). Esporádicamente contiene fragmentos de dasycladales (Fig. 3.21F). Esta asociación de carofitas es menos común que la anterior y aparece en algunas secuencias de calizas negras de la parte inferior y parte media de las columnas estratigráficas (Fig. 3.1).

3.4.1.2 Dasycladales

Las algas dasycladales de la Fm Leza han sido estudiadas gracias a la colaboración de algunos de los principales especialistas sobre este grupo de algas: el Dr. Marc A. Conrad (Ginebra, Suiza), el Dr. Nicolaos Carras (Instituto de Exploración Geológica y Minera de Grecia), el Dr. Ioan I. Bucur (Universidad Babes-Bolyai, Rumanía) y la Dra. Rajka Radoičić (Belgrado, Serbia). Las algas dasycladales de la Fm Leza han sido identificadas por estos especialistas como *Salpingoporella urladanasi* (Fig. 3.22). Con el fin de confirmar esta clasificación, los Drs. Carras y Conrad realizaron un estudio morfométrico midiendo los caracteres

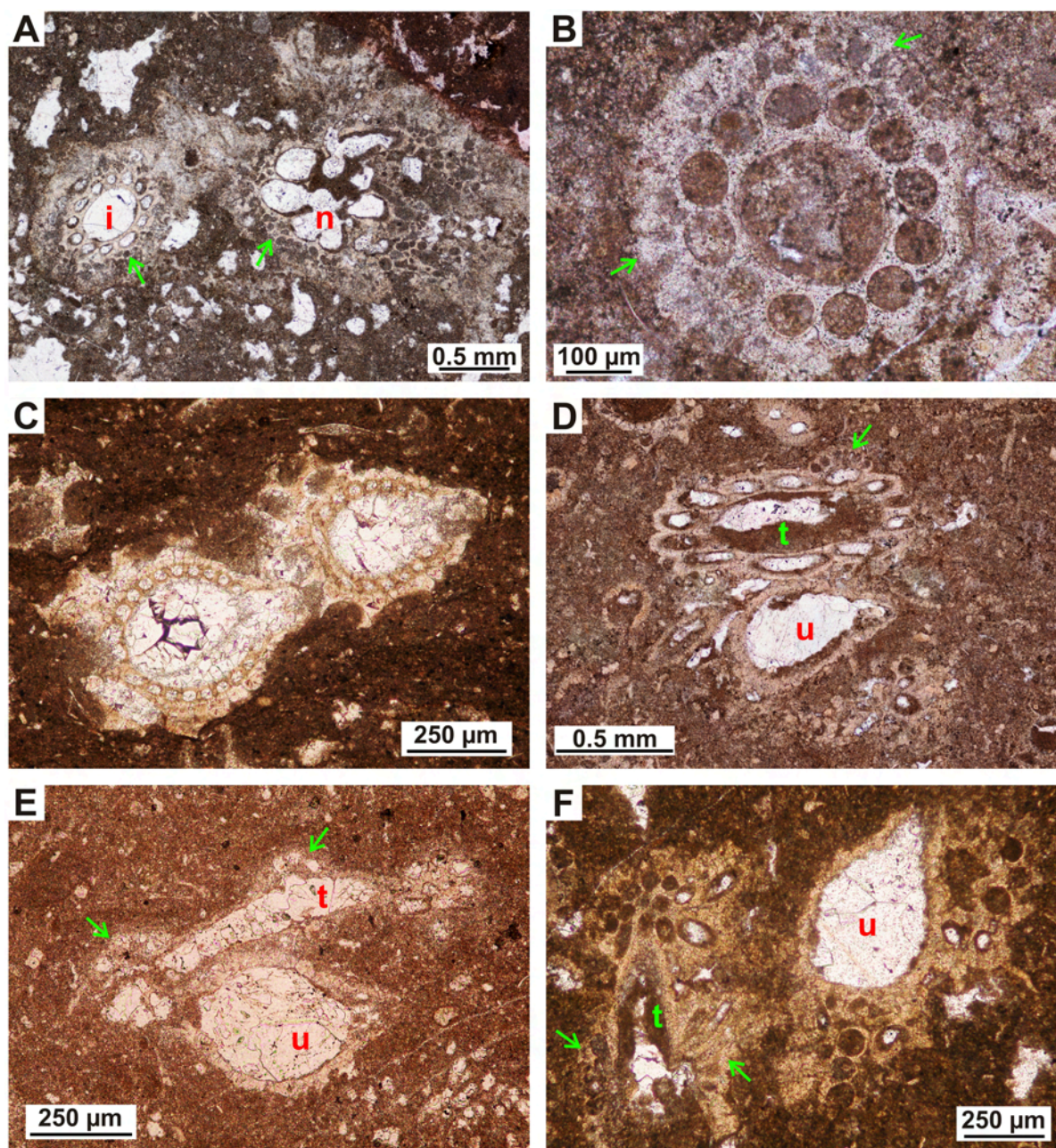


Figura 3.20: Asociación A de carofitas de la Fm Leza. **A:** Secciones internodal (i) y nodal (n) de talos *Clavatoraxis* con las rosetas aciculares (*spine-cell rosettes*) que caracterizan a este tipo de talos (flechas verdes). **B:** Detalle de una sección internodal de un talo *Clavatoraxis* rodeado de rosetas aciculares (flechas verdes). **C:** Utrículos de carofitas clavatoráceas. **D-F:** Secciones de talos tipo *Clavatoraxis* (t) en conexión con utrículos de clavatoráceas (u). Las flechas verdes señalan rosetas aciculares de los talos.

fundamentales para la clasificación de este grupo de algas (ver detalles metodológicos en Carras et al., 2006 y Conrad et al., 2008). Para este estudio se utilizaron fotografías de microscopio de 70 especímenes pertenecientes a 7 columnas estratigráficas diferentes de la unidad. La conclusión del estudio fue que todos los especímenes de algas dasycladales pertenecen a *S. urladanasi*, la única especie que se ha observado en la Fm Leza.

Las secuencias de calizas negras ricas en dasycladales aparecen sólo esporádicamente en la parte inferior de las columnas estratigráficas y comienzan a aumentar a partir de la zona media de éstas, alcanzando su máxima abundancia a techo de la unidad (Fig. 3.1). Las calizas negras con dasycladales suelen presentar textura *mudstone-wackestone*, y localmente *packstone* cuando las dasycladales son muy abundantes (Fig. 3.22A). Las microfacies con dasycladales contienen también ostrácodos y en menor medida fragmentos de gasterópodos, oncolitos y carofitas. Los restos de carofitas son sólo esporádicos en las muestras ricas en

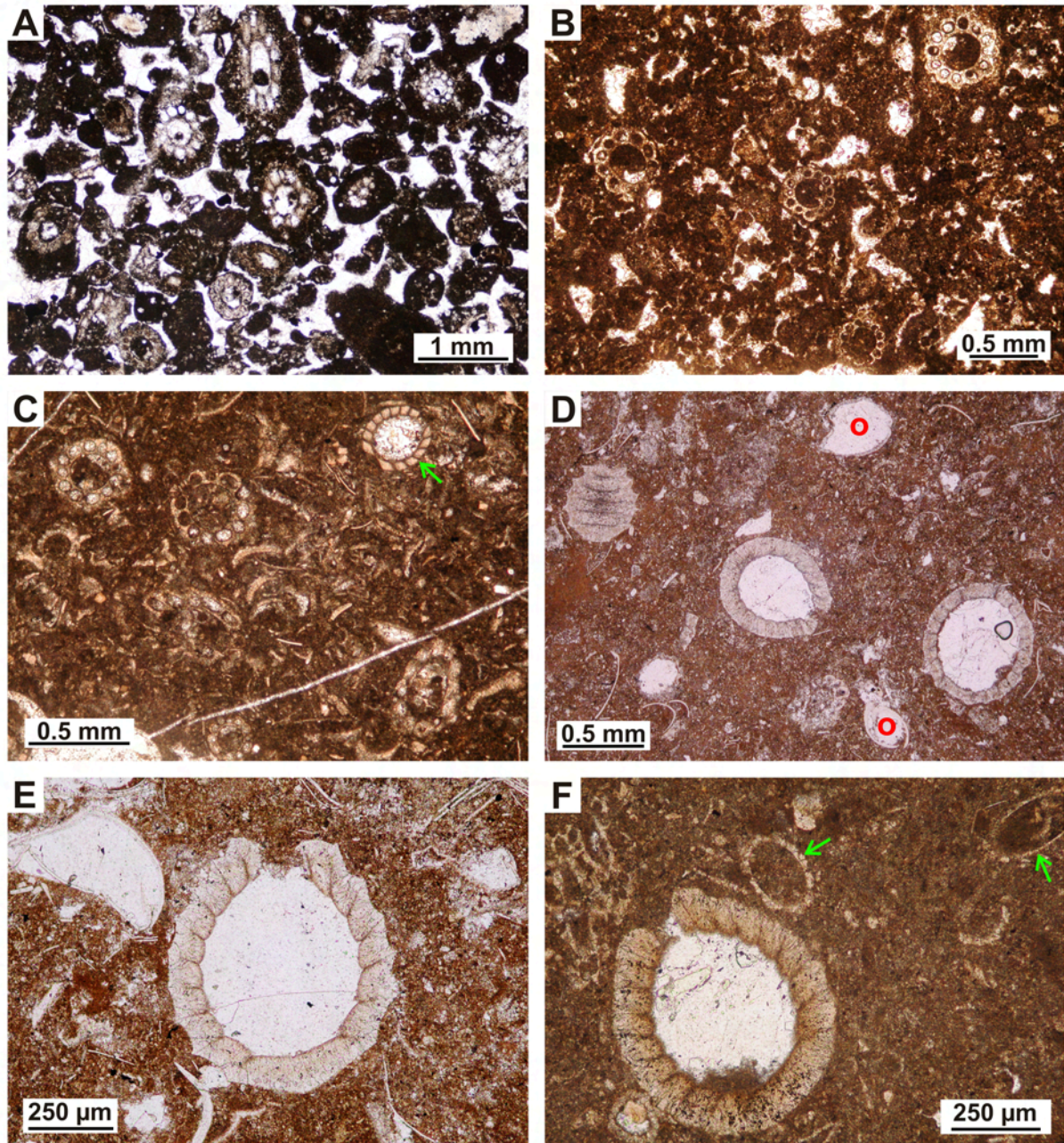


Figura 3.21: Asociación B de carofitas de la Fm Leza. **A:** Muestra rica en secciones internodales de talos tipo *Charaxis* que muestran generalmente una envuelta oncolítica de micrita oscura. **B:** Muestra con secciones internodales de talos *Charaxis*. **C:** Muestra con talos *Charaxis* y un girogonito de porocaracea (flecha verde). **D:** Tres secciones diferentes (de izquierda a derecha: tangencial, longitudinal y transversal-oblicua) de girogonitos de carofitas porocaraceas junto a abundantes ostrácodos (o). **E:** Detalle de un girogonito de porocaracea donde se puede observar el gran poro apical. **F:** Muestra con un girogonito de porocaracea junto a algas dasycladales (flechas verdes).

dasycladales y suelen corresponder a la Asociación B, generalmente girogonitos de porocaraceas (Fig. 3.22).

Pese a que las muestras ricas en dasycladales no suelen contener carofitas abundantes, un caso excepcional de coexistencia de fósiles de ambas algas se ha encontrado localmente en algunas muestras de calizas negras de la parte superior de las columnas occidentales de la unidad. En las láminas delgadas de estas muestras se observa un bandeo formado por la alternancia de bandas (de milimétricas a centimétricas) con abundantes dasycladales y bandas con abundantes carofitas de la Asociación A (Fig. 3.23). La matriz micrítica de estas muestras no varía entre las diferentes bandas y no se observa ninguna discontinuidad entre ellas. Las algas dasycladales de estas muestras presentan una calcificación más débil que la observada en las muestras en las que predominan las dasycladales (compárese las Figs. 3.22 y 3.23C).

3.4.1.3 Interpretación paleoecológica de carofitas y dasycladales

Carofitas: Las carofitas son algas verdes acuáticas que en la actualidad habitan fundamentalmente en aguas dulces (Bryant y Stewart, 2002; Cirujano et al., 2008), por lo que su registro fósil se interpreta también como depositado en su mayor parte en agua dulce (Feist et al., 2005). Sin embargo, así como hoy en día existen algunas especies de carofitas que pueden tolerar variaciones de salinidad, e incluso especies que habitan en aguas salobres costeras (Guerlesquin y Podlejski, 1980; Schubert y Blindow, 2003; Cirujano et al., 2008), se considera que algunas especies fósiles tuvieron también una cierta tolerancia a la salinidad (Tappan, 1980; Feist et al., 2005; Pereira et al., 2003). De hecho, en rocas cretácicas es común interpretar las poblaciones homogéneas de carofitas porocaráceas, similares a las de la Asociación B observada en la Fm Leza, como depositadas en aguas salobres costeras (Martín-Closas y Grambast-Fessard, 1986; Mojon, 1989; Schudack, 1993; Villalba-Breva y Martín-Closas, 2013), generalmente asociadas a depósitos marinos someros con dasycladales y foraminíferos (Climent-Domenech et al., 2009; Bover-Arnal y Strasser, 2013). Esto sugiere que las secuencias de calizas negras de la Fm Leza caracterizadas por carofitas de la Asociación B fueron depositadas en cuerpos de agua con salinidad salobre debido probablemente a mezcla entre agua dulce y agua salada marina. Por el contrario, las carofitas clavatoráceas, como las que caracterizan la Asociación A de la Fm Leza, son interpretadas, en depósitos cretácicos, como indicadoras de medios de agua dulce (p.ej. Martín-Closas y Grambast-Fessard, 1986; Climent-Domenech et al., 2009; Villalba-Breva y Martín-Closas, 2013).

Por lo tanto, las dos asociaciones de carofitas observadas en la Fm Leza corresponderían a dos contextos paleoecológicos diferentes: la Asociación A indicaría condiciones de agua dulce, mientras que la Asociación B indicaría condiciones de agua salobre. El hecho de que se observen como dos asociaciones independientes (cuyos componentes raramente aparecen mezclados) y de que suelen aparecer en secuencias diferentes, confirma esta distinción de dos subambientes diferentes dentro de las facies de calizas negras, pese a que las características litológicas no varíen entre las secuencias con una u otra asociación de carofitas.

Dasycladales: Un tercer subambiente adicional podría considerarse en estas mismas facies teniendo en consideración las algas dasycladales. *Salpingoporella urladanasi*, la única especie encontrada en la Fm Leza, fue definida en los carbonatos “urgonianos” del Pirineo español y de Kosovo (Conrad et al., 1977). Desde entonces se ha encontrado en numerosos depósitos marinos someros de edad comprendida entre el Barremiense y el Albiense (Carras et al., 2006) y de afinidad paleogeográfica del Tetis septentrional (Fig. 3.24). *S. urladanasi* aparece comúnmente en facies marinas muy someras, incluso restringidas (Carras et al., 2006). Puede estar asociada a fósiles indicativos de salinidad marina normal, pero en algunas localidades aparece asociada a miliólidos, ostrácodos y carofitas (como en la Fm Leza), lo que ha hecho que se interprete que esta especie también pudiera haber vivido en aguas salobres o con variaciones de salinidad, relativamente protegidas de aguas marinas abiertas (Conrad y Varol, 1990; Carras et al., 2006). Como ocurre con otras especies del mismo género (Bucur y Săsăran, 2005; Carras et al., 2006), las asociaciones muy abundantes y monoespecíficas de este alga pueden sugerir también medios salobres.

Las algas dasycladales actuales son exclusivamente marinas y tienen muy baja tolerancia a cambios de salinidad (Berger y Kaeffer, 1992). Sólo unas pocas especies se han observado en medios costeros actuales con salinidades más altas o más bajas que la marina normal (Berger y Kaeffer, 1992; de Castro 1997). *Salpingoporella urladanasi* podría ser, por tanto, uno de los pocos análogos fósiles de estos raros ejemplos de dasycladales salobres (p.ej., Feist et al., 2003), pero como esta especie aparece también en asociaciones de salinidad marina normal, su interpretación como salobre debe ser tomada con cautela, siendo probablemente más correcto considerarla como un alga de medios marinos muy someros y quizás restringidos con cierta tolerancia a la disminución de salinidad por influencia de agua dulce.

En la Fm Leza *S. urladanasi* aparece en algunas secuencias de la *asociación de facies de calizas negras*, en las que muestra poblaciones monoespecíficas y generalmente con gran abundancia (Fig. 3.22). Pese a aparecer en la misma asociación de facies que las carofitas y en facies con características litológicas idénticas, las muestras ricas en dasycladales no contienen carofitas abundantes, y éstas suelen ser de la Asociación B

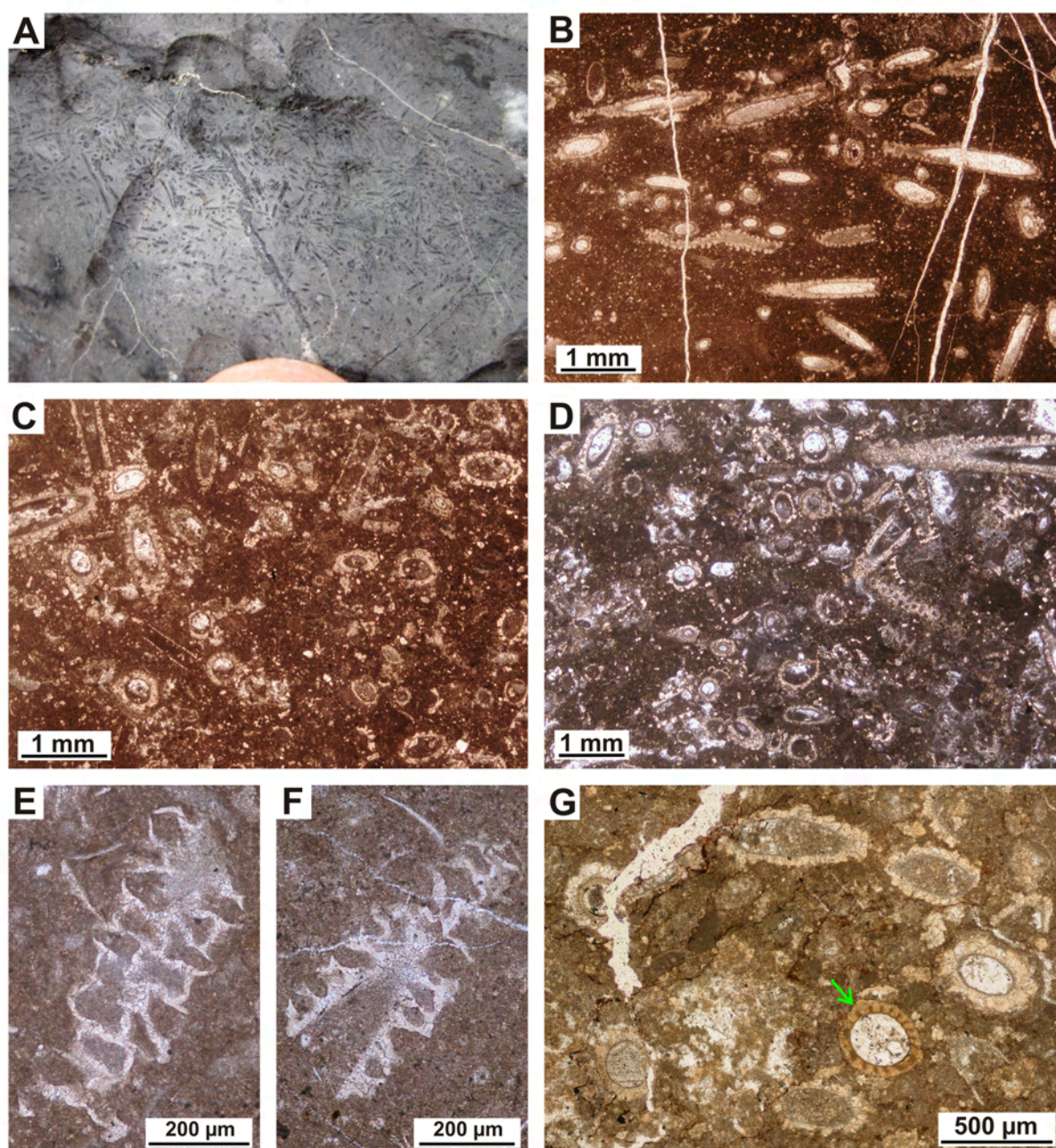


Figura 3.22: Algas dasycladales (*Salpingoporella urladanasi*) de la Fm Leza. **A:** Detalle de afloramiento de una capa muy rica en dasycladales. Punta de un dedo como escala en la parte inferior de la imagen. **B-D:** Muestras ricas en algas dasycladales. Predominan las secciones oblicuas (ovaladas o puntiagudas) y las secciones transversales (subcirculares). En la imagen C también se observan algunas secciones longitudinales (formadas por dos paredes paralelas). **E-F:** Secciones oblicuas que muestran la estructura externa de la pared característica de *Salpingoporella urladanasi*, tal y como fue definida por Conrad et al. (1977). **G:** Muestra rica en dasycladales con un girogonito de carofita porocarícea (flecha verde).

(Fig. 3.22G). Por lo tanto, en la Fm Leza este alga no está asociada a poblaciones características de salinidad marina normal, pero tampoco forma parte de las asociaciones de agua dulce (Asociación A de carofitas). *S. urladanasi* parece presentar una cierta relación con las carofitas de agua salobre (Asociación B de carofitas), pues éstas aparecen esporádicamente en muestras ricas en dasycladales y viceversa. Sin embargo, el hecho de que generalmente aparezcan de forma independiente y en secuencias diferentes, sugiere que, en el contexto de la *asociación de facies de calizas negras*, las secuencias ricas en dasycladales se habrían depositado en cuerpos de agua con una influencia marina mayor a la presente en los cuerpos de agua salobre que dieron lugar a las secuencias ricas en carofitas porocaríceas (Asociación B).

De esta forma, se interpreta que el sistema de cuerpos de agua en los que se depositaron las secuencias de la *asociación de facies de calizas negras* tendría dos aportes diferentes de agua, uno de agua dulce y

otro de agua marina. Este doble aporte produciría la existencia de tres tipos fundamentales de cuerpos de agua, relativamente homogéneos desde el punto de vista sedimentario, pero paleoecológicamente caracterizados por una microflora diferente: cuerpos con influencia predominante de agua dulce (carofitas fundamentalmente clavatoráceas de la Asociación A), cuerpos con influencia predominante de agua marina (algas dasycladales), y cuerpos de agua salobre por mezcla de ambas fuentes (carofitas fundamentalmente porocaráceas de la Asociación B).

Aunque no se pueda interpretar inequívocamente la existencia de cuerpos de agua de salinidad marina normal para esta asociación de facies, tampoco se debería descartar que los cuerpos de agua dominados por dasycladales hubieran tenido afinidad totalmente marina. Al tratarse de cuerpos de agua muy someros y susceptibles de sufrir numerosos cambios hidroquímicos (por evaporación o por aporte de agua dulce, por ejemplo), éstos podrían haber estado temporalmente rellenos por agua marina pero no habrían tenido la estabilidad y duración necesarias para que se establecieran en ellos comunidades marinas completas. En este caso, las poblaciones monoespecíficas de *Salpingoporella urladanasi* de la Fm Leza podrían haber sido floras pioneras que colonizaran el medio salado recién establecido, como sugiere el hecho de que *S. urladanasi* aparezca en algunas localidades formando parte de asociaciones paleontológicas de salinidad marina normal (Carras et al., 2006).

Bandeado de carofitas-dasycladales: Además de estos tres tipos fundamentales de cuerpos de agua interpretables para la *asociación de facies de calizas negras*, la existencia, aunque local, de muestras con bandeados milimétricos de carofitas de agua dulce y de dasycladales (Fig. 3.23) indica que el régimen hidroquímico de cada cuerpo de agua pudo ser más complejo, teniendo diferentes fases de relleno que controlaron el contenido biótico. Algunas carofitas actuales toleran cambios importantes de salinidad durante su estado vegetativo, pero sólo pueden reproducirse bajo condiciones de agua dulce o de baja salinidad, lo que les permite sobrevivir en hábitats inestables hasta que las condiciones vuelvan a ser adecuadas para su expansión (Winter et al., 1996). Un comportamiento similar se ha observado también en algunas algas dasycladales actuales que habitan *lagunes* con cambios de salinidad estacionales (Conover, 1964).

A la luz de este hecho, el bandeo de carofitas-dasycladales observado en algunas muestras de la Fm Leza puede interpretarse como formado en un medio en el que la salinidad variaba periódicamente (Fig. 3.25), alternando momentos de predominio de agua marina (durante los que se desarrollaban las dasycladales mientras que las carofitas permanecían en estado vegetativo: Fig. 3.25A) con momentos de predominio de agua dulce (durante los que prosperaban las carofitas, mientras que las dasycladales quizás pudieran permanecer vegetativas: Fig. 3.25B). El hecho de que las dasycladales de las muestras con bandeo presenten una calcificación más débil que la observada en muestras con predominio de dasycladales (Figs. 3.22C y 3.21) apoya esta interpretación de un medio con salinidad inestable, pues en especies actuales los individuos que crecen en aguas salobres muestran menor calcificación que los que crecen en aguas de salinidad normal (de Castro, 1997). Los factores que controlaron las variaciones hidroquímicas de estos cuerpos de agua pueden ser tanto cambios periódicos en el aporte de agua dulce como cambios en la conexión con el mar.

En este sentido, el bandeo de carofitas y dasycladales no debería considerarse como indicador de un medio cuyas condiciones hidroquímicas eran aptas para el desarrollo de ambas algas, pues probablemente las comunidades de carofitas y dasycladales predominaron en el mismo cuerpo de agua pero bajo condiciones ecológicas diferentes. La alternancia en el tiempo de estas condiciones produjo que ambas comunidades quedaran fosilizadas conjuntamente en muestras de escala centimétrica, pese a no ser contemporáneas⁶. Esta situación no ha sido comúnmente descrita en medios actuales, habiéndose encontrado sólo una referencia a la presencia conjunta de carofitas y dasycladales en el mismo cuerpo de agua costero del sistema de humedales

6.- Por esta razón, aunque el bandeo de carofitas-dasycladales aparezca en la misma lámina delgada (menos de 3 cm de espesor de registro estratigráfico), debe considerarse simplemente una “asociación fósil” (fossil assemblage, sensu Fagerstrom, 1964) y no una “comunidad fósil” (fossil community, sensu Fagerstrom, 1964), pues en estos bandeados los especímenes probablemente no pertenecieron a una misma comunidad ecológica.

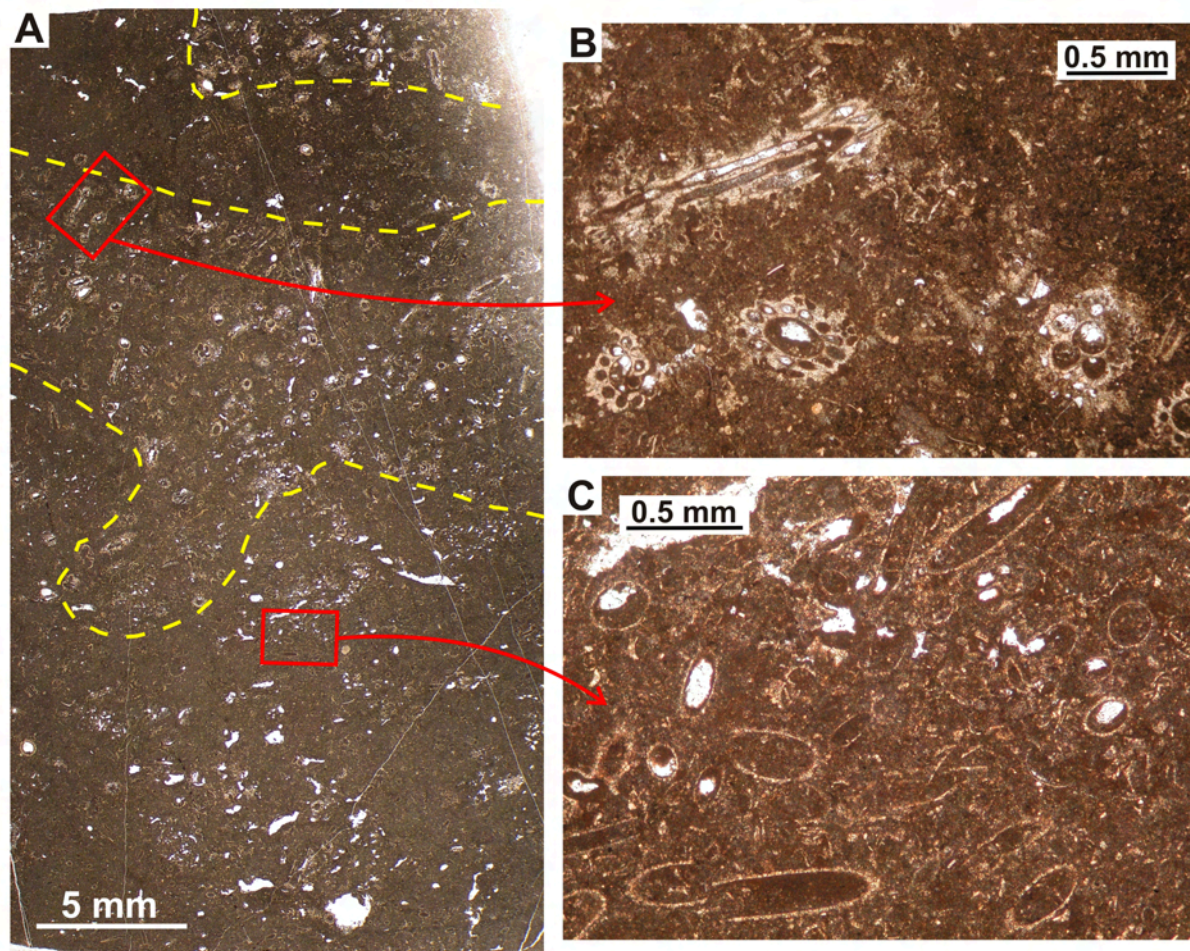


Figura 3.23: A: Lámina delgada de una muestra de la asociación de facies de calizas negras en la que se observa una alternancia milimétrica de láminas ricas en carofitas de la Asociación A (ver imagen B) y láminas ricas en dasycladales (ver imagen C). La línea amarilla discontinua marca el límite aproximado entre las láminas. Nótese, sin embargo, que no existe ningún límite claro entre las láminas, siendo éstas sólo distinguibles por su contenido fósil, pues la matriz en ellas es la misma y no se observan discontinuidades netas. B: Detalle de una lámina rica en talos de carofitas tipo *Clavatoraxis* (compárese con la Fig. 3.20). C: Detalle de una lámina rica en dasycladales (*Salpingoporella urladanasi*). Nótese que el tamaño y el grosor de las paredes de los especímenes de esta imagen son, en general, mucho menores a los mostrados en la Fig. 3.22.

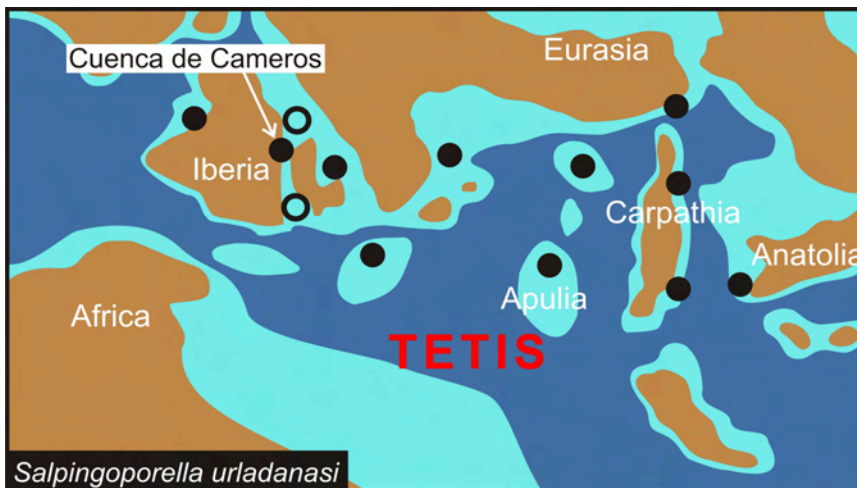


Figura 3.24: Distribución paleogeográfica de *Salpingoporella urladanasi*. Modificado de Suarez-Gonzalez et al. (2013). Los círculos rellenos muestran citas contrastadas y los círculos vacíos citas inciertas. Datos tomados de Carras et al. (2006), Dragastan (1982), Canerot et al. (1982). La reconstrucción paleogeográfica es para el Aptiense y está basada en Ziegler (1988), Hay et al. (1999), Masse et al. (2000), la reconstrucción de Ronald Blakey (disponible en <http://www2.nau.edu/rcb7>) y en los datos paleogeográficos de esta tesis (ver capítulo 7 de esta memoria). Aunque la reconstrucción paleogeográfica es para el Aptiense, las citas de *S. urladanasi* pueden ser de edad diferente o incierta, ya que su rango estratigráfico es Barremiense-Albiense.

de los Everglades, en Florida (Platt y Wright, 1992). Por el contrario, sí que está documentado que dentro de un mismo cuerpo de agua costero las condiciones variables de salinidad controlen las comunidades de carofitas, hecho observado en los humedales costeros de la Camarga, en el SE de Francia (Guerlesquin y Podlajski, 1980; Fendler y Soulié-Märsche, 1989; Grillas et al., 1993), y en la Albufera de Valencia (Rodrigo et al., 2010).

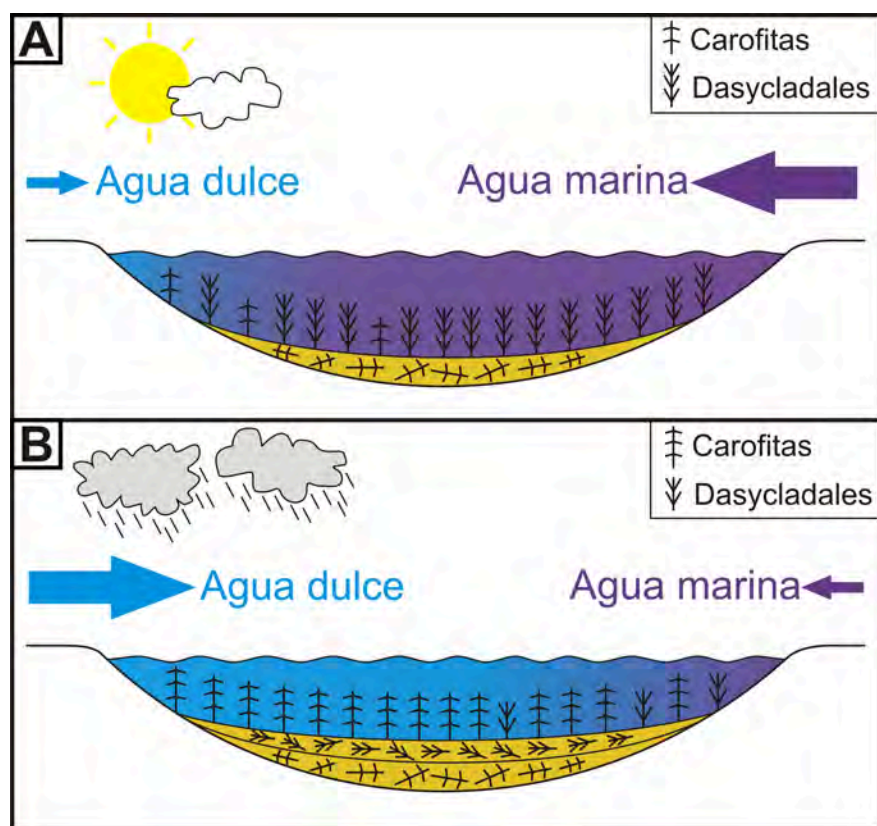


Figura 3.25: Dibujo esquemático de la interpretación paleoecológica dada a la alternancia milimétrica de carofitas y dasycladales observada en algunas láminas delgadas de la Fm Leza. Los esquemas representan dos periodos consecutivos y relativamente breves a escala geológica en el mismo cuerpo de agua costero. **A:** Durante periodos de bajo aporte de agua dulce (y/o mayor conexión con el mar) el cuerpo de agua costero estaría dominado por agua marina, favoreciendo el desarrollo de algas dasycladales, mientras que algunas carofitas podrían sobrevivir en estado vegetativo. **B:** Durante periodos de gran aporte de agua dulce (y/o menor conexión con el mar), cambiaría la hidroquímica del agua y las carofitas podrían desarrollarse de forma abundante, mientras que las dasycladales permanecerían en estado vegetativo hasta la siguiente etapa de predominio de agua marina.

La duración de los intervalos temporales de la alternancia de condiciones hidroquímicas que controlaron las comunidades de algas en estas muestras de la Fm Leza no es fácilmente interpretable. El poco espesor de las bandas de carofitas y de dasycladales sugiere intervalos temporales muy breves a escala geológica. En cuerpos de agua costeros actuales del ámbito mediterráneo, las variaciones estacionales en el aporte de agua dulce y en la evaporación producen importantes cambios en la salinidad de las aguas que afectan a las comunidades de algas (p.ej., Guerlesquin y Podlajski, 1980; Flaux et al., 2012; Prado et al., 2014). En el caso de la Fm Leza, variaciones estacionales o sub-anales similares podrían haber sido las causantes del bandeo de carofitas-dasycladales, aunque tampoco se deben descartar variaciones de mayor escala temporal.

En definitiva, la *asociación de facies de calizas negras*, la más abundante de la Fm Leza, representa en sí misma la problemática general de utilizar únicamente criterios litológicos o sedimentarios para la interpretación de los depósitos costeros (cf. Plint, 1984). La relativa homogeneidad litológica de esta asociación de facies a lo largo de toda la unidad podría sugerir una interpretación general como un sistema de cuerpos de agua someros, dominados por sedimento carbonático muy rico en materia orgánica, fundamentalmente microbiana, y en los que podía haber aporte de material clástico, presencia relativamente importante de vegetación o influencia marina. Sin embargo, la combinación del estudio sedimentológico con un estudio paleoecológico detallado centrado en las algas calcáreas (carofitas y dasycladales) revela una mayor complejidad sedimentológica y proporciona un mayor detalle en la reconstrucción paleoambiental del sistema. A partir de este estudio se puede postular, dentro del marco general del sistema en el que se depositó esta asociación de facies, la existencia de tres tipos de cuerpos de agua (dulces, salobres y marinos) en función del diferente aporte de las dos fuentes principales de agua (meteorica y marina), así como la existencia de cuerpos de agua intermedios entre esos tres tipos fundamentales, en los que la salinidad variara periódicamente a lo largo del tiempo.

3.4.2 - Foraminíferos bentónicos

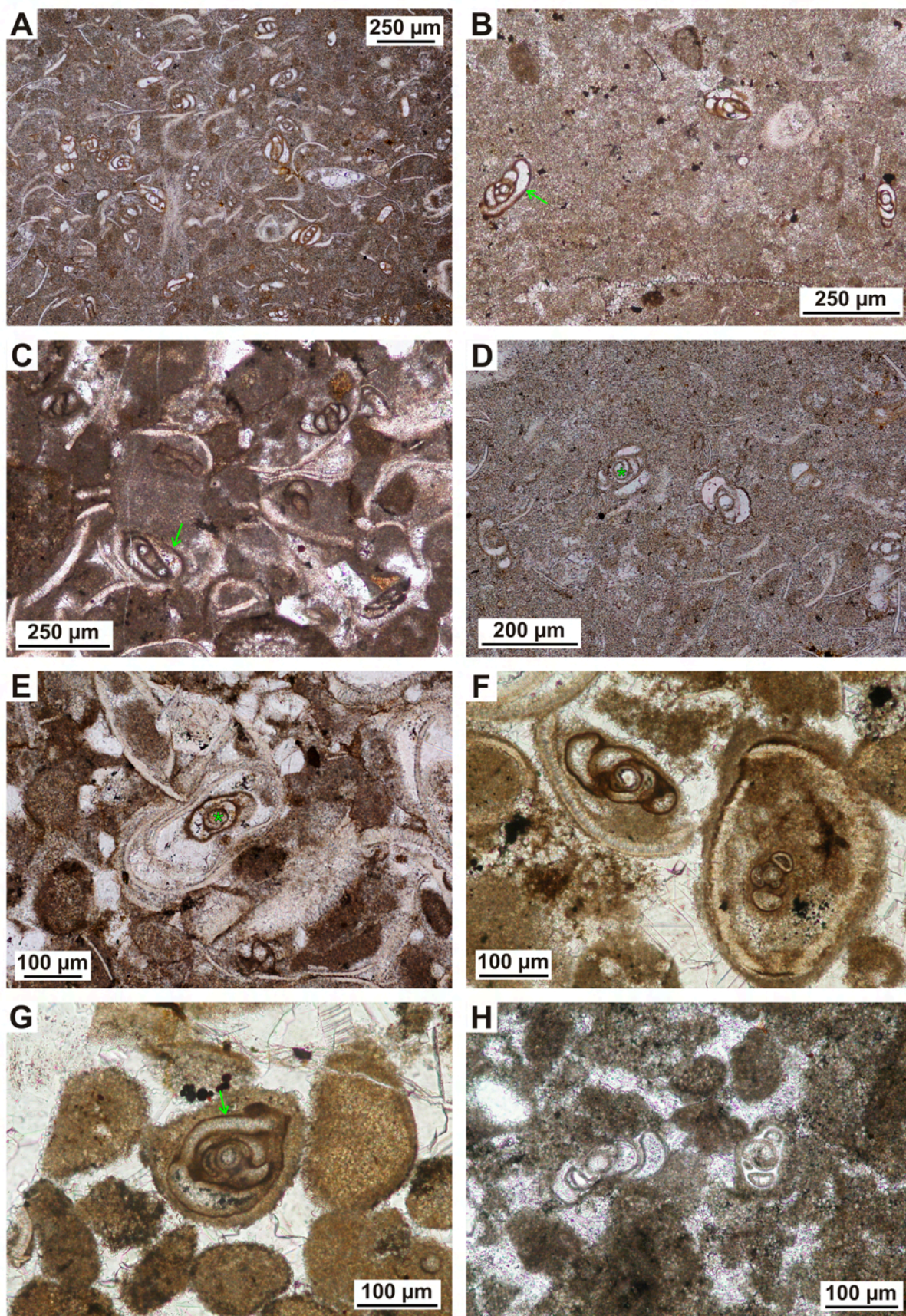
La presencia de foraminíferos en la Fm Leza ha sido mencionada con anterioridad únicamente por Alonso y Mas (1993), que señalaron la existencia de algunos niveles con foraminíferos (no figurados) en la columna estratigráfica de Arnedillo. A lo largo de esta tesis doctoral se ha ido descubriendo una mayor presencia de foraminíferos en la Fm Leza. Suarez-Gonzalez et al. (2010) mostraron la presencia de foraminíferos bentónicos en la columna de Préjano, y en Suarez-Gonzalez et al. (2013) (ver capítulo 2 de esta tesis) se puso de manifiesto la generalización de la presencia de foraminíferos de tipo miliólido en todas las columnas estratigráficas de la Fm Leza salvo dos (Fig. 3.1). En general, estos foraminíferos aparecen en la mitad superior de las columnas estratigráficas, siendo más abundantes hacia techo. Las tres columnas del litosoma de Leza (Luezas, Trevijano y Río Leza) contienen, sin embargo, uno o varios niveles con foraminíferos en la parte inferior de la unidad (Figs. 3.1 y 7.13).

Los foraminíferos de la Fm Leza (Fig. 3.26) han sido estudiados en detalle junto a la Dra. Esmeralda Caus durante una visita al Departament de Geologia de la Universitat Autònoma de Barcelona. Cuando están bien conservados, los foraminíferos muestran pared aporcelanada (Figs. 3.4E, 3.26), por lo que pertenecen al suborden Miliolina. Las secciones de los foraminíferos en lámina delgada muestran cámaras simples, no subdivididas, por lo que su clasificación taxonómica debería realizarse mediante especímenes tridimensionales en levigado. Sin embargo, los foraminíferos de la Fm Leza aparecen en facies de calizas muy consolidadas, por lo que su estudio se ha realizado a partir de secciones en lámina delgada, pudiendo llegar a obtener sólo una clasificación aproximada y orientativa. Para esta clasificación se han seguido la nomenclatura y criterios de Loeblich y Tappan (1988).

En todas las muestras de la Fm Leza en las que se observan foraminíferos éstos presentan características muy similares, por lo que probablemente pertenezcan a un mismo taxón. Se observa una primera cámara (prolóculo) con canal flexostílico (Fig. 3.26D-E) a la que le siguen cámaras aparentemente enrolladas en distintos planos (i.e., no planoespiral). El enrollamiento no parece regular a lo largo del desarrollo de los foraminíferos. En algunas secciones se observa que las últimas cámaras son grandes, ocupando la mitad del ejemplar (Fig. 3.26B,C,G), lo que podría relacionarse con la familia Ophtalmidiidae. Sin embargo, las primeras cámaras son generalmente menores y muestran un enrollamiento con dos cámaras por vuelta en diferentes planos, lo que sugiere pertenencia a la familia Hauerinidae (antigua familia Miliolidae, i.e., “miliólidos”). Esta evolución en el tamaño y enrollamiento es característica de la subfamilia Hauernininae. Dentro de esta subfamilia, el género cuyas características se asemejan más a las observadas en los foraminíferos de la Fm Leza es *Istriloculina*, por lo que ésta podría ser una clasificación tentativa para todos los ejemplares observados en la unidad.

El género *Istriloculina* fue descrito por Neagu (1984) a partir de la especie *Pyrgo elliptica*, comúnmente citada en facies de plataforma carbonática muy someras del Barremiense y Aptiense inferior (Iovcheva, 1962; Neagu, 1968; Arnaud-Vanneau, 1980). Con el cambio de género de esta especie, el género *Pyrgo* quedó restringido a depósitos Terciarios (Loeblich y Tappan, 1988). El género *Istriloculina*, por el contrario, está representado únicamente en el Cretácico Inferior, siendo especialmente abundante durante el Barremiense - Aptiense. La distribución paleogeográfica de este género es fundamentalmente el margen septentrional del Tethys⁷, aunque también se ha encontrado en Portugal (Lezin et al., 2010), Túnez (Hfaiedh et al., 2013), México (Omaña y Alencáster, 2009), Japón (Kobayashi y Vuks, 2006) y en sondeos del programa IODP en el Océano Pacífico (Arnaud-Vanneau y Sliter, 1995; Arnaud-Vanneau y Premoli Silva, 1995). En la gran mayoría de estos casos, los foraminíferos del género *Istriloculina* aparecen en las facies más someras de plataformas carbonáticas “urgonianas”. De hecho, las asociaciones abundantes de este género suelen interpretarse como indicadoras de medios marinos restringidos y con alto estrés ambiental,

7.- NE España (Bernaus et al., 2002; 2003; Albrich et al., 2006); SE de Francia (Arnaud-Vanneau, 1980; Masse et al., 2003; Leonide et al., 2012); Croacia (Márton et al., 2010; Cvetko Tešović et al., 2011); Serbia (Carević et al., 2013); Rumanía (Neagu, 1968; 1984); Ucrania (Gutowski et al., 2005); Bulgaria (Iovcheva, 1962); Grecia (Ivanova et al., 2015); Turquía (Masse et al., 2009); Irán (Rami et al., 2012; Carević et al., 2013).



principalmente debido a salinidades bajas, altas o variables (p.ej., Arnaud-Vanneau, 1980; Masse et al., 2003; Leonide et al., 2012; Rami et al., 2012; Hfaiedh et al., 2013). Las facies ricas en *Istriloculina* suelen ser micríticas o peloidales, asociadas a estromatolitos o laminitas fenestrales (Masse et al., 2003; Leonide et al., 2012), o relacionadas con facies ricas en ostrácodos, dasycladales y/o carofitas, como es el caso de los ejemplos españoles del Barremiense-Aptiense del Pirineo meridional (Bernaus et al., 2003) y de la Cordillera Costero-Catalana (Albrich et al., 2006).

En la Fm Leza, los foraminíferos cf. *Istriloculina* aparecen tanto en el sector oriental como en el occidental, aunque en diferencias facies en cada uno de ellos (Fig. 3.1). En el sector oriental aparecen en la *asociación de facies de oolitos-estromatolitos* (tanto en las alternancias de *mudstone* gris y *grainstone* de oolitos y peloides, como dentro de los propios estromatolitos aglutinantes), y en la *asociación de facies de dolomías-evaporitas*, donde son menos abundantes. En el sector occidental los foraminíferos aparecen sólo en la *asociación de facies de calizas grises tableadas*, fundamentalmente en las facies *packstone-grainstone* peloidales y en las facies *mudstone-wackestone* con ostrácodos, aunque también aparecen, en menor abundancia, en las facies de laminitas fenestrales. Así pues, es llamativa la similitud de estas facies de la Fm Leza con las facies ricas en *Istriloculina* descritas en la bibliografía (ver párrafo anterior), lo que sugiere que las facies de la Fm Leza pueden interpretarse como depositadas en medios sedimentarios similares. Sin embargo, los medios que en un contexto de plataforma carbonática corresponden a la parte más proximal, en el contexto de los humedales costeros de la Fm Leza corresponderían a las partes más distales y con mayor influencia marina del sistema de humedales costeros. El hecho de que una de las asociaciones de facies en las que aparecen foraminíferos en la Fm Leza (*a. de f. de oolitos-estromatolitos*) contenga evidencias de influencia mareal apoya la hipótesis de que las facies ricas en foraminíferos se depositaran en áreas distales del sistema, más próximas al dominio marino. Asimismo, la interpretación habitual en la bibliografía de las facies ricas en *Istriloculina* como asociadas a medios de salinidades anómalas y/o variables se vería confirmada por el hecho de que en la Fm Leza estos foraminíferos aparezcan en facies muy diversas, algunas de ellas con pseudomorfos de evaporitas y otras con probable influencia de agua dulce, pero todas ellas con baja diversidad, con ausencia de asociaciones fósiles indicadoras de salinidad marina normal, y con una presencia significativa de ostrácodos.

En conclusión, desde un punto de vista paleoecológico, los foraminíferos de la Fm Leza indican unas condiciones ambientales diferentes a las interpretadas para las carofitas y dasycladales, pues aparecen en facies distintas y muy raramente se observan en la misma muestra foraminíferos junto a carofitas y/o dasycladales. Por comparación con los ejemplos publicados de facies ricas en *Istriloculina*, se interpreta que estas facies representarían, en el sistema de humedales costeros de la Fm Leza, las áreas con mayor influencia de agua marina. Sin embargo, los foraminíferos de la Fm Leza aparecen en tres asociaciones de facies diferentes, lo que sugiere que existió una cierta variabilidad ambiental dentro de esta franja distal de los humedales costeros. Este hecho indica, además, que los foraminíferos de la Fm Leza (cf. *Istriloculina*) pudieron habitar medios diversos: desde ambientes con influencia de corrientes mareales hasta medios restringidos sometidos temporalmente a condiciones hipersalinas. Como ocurre con algunos foraminíferos de humedales costeros actuales (p.ej., Usera et al., 2002), esta adaptabilidad a diversos ambientes pudo haber sido la que facilitó a los miliólidos del género *Istriloculina* la colonización de medios marginales de sistemas marinos, lo que explicaría el hecho de que tanto en la Fm Leza como en la bibliografía sea común encontrar poblaciones con gran abundancia de estos foraminíferos, pero con baja diversidad.

Figura 3.26: Foraminíferos (cf. *Istriloculina*) de la Fm Leza. A: Muestra muy rica en foraminíferos y en ostrácodos, ambos con muy baja diversidad. B: Detalle de tres foraminíferos. Nótese el enrollamiento aparentemente irregular de las cámaras y el hecho de que las últimas cámaras ocupen la mitad del ejemplar (flecha verde). C: Detalle de una muestra de caliza peloidal con abundantes ostrácodos y foraminíferos. La flecha verde señala la última cámara de un foraminífero, que ocupa la mitad del ejemplar. D: Detalle de varios foraminíferos. El asterisco verde marca la primera cámara (prolóculo) de un ejemplar, que muestra canal flexostílico. E: Foraminífero en el interior de varias valvas de ostrácodo acopladas unas a otras. El asterisco marca la primera cámara (prolóculo) con canal flexostílico. F: Detalle de una muestra con textura *grainstone* rica en ostrácodos y foraminíferos. G: Sección de un foraminífero en el que se observa que las primeras cámaras son pequeñas, mientras que las últimas son mayores y ocupan la mitad del ejemplar (flecha verde). H: Foraminíferos en los que la pared no está bien preservada, pero que conservan íntegramente la morfología.

3.4.3 - Ostrácodos

A lo largo de su historia evolutiva, los ostrácodos se han adaptado a un amplio rango de ambientes acuáticos, incluyendo los ambientes con desecaciones recurrentes y los que sufren variaciones de salinidad (Horne, 2003). Dada esta adaptabilidad, los ostrácodos suelen ser componentes destacados de los ecosistemas de medios costeros de transición, siendo, por lo tanto, comúnmente estudiados en depósitos de estos medios, tanto recientes (p.ej., Lagaaij y Kopstein, 1964; Cabral et al., 2006; Marco-Barba et al., 2013), como del registro geológico (p.ej., Dini et al., 1998; Tibert and Scott, 1998; Boomer et al., 2001; Azerêdo et al., 2002a; Azerêdo y Cabral, 2004; Arp y Mennerich, 2008). De hecho, suele considerarse que fue la capacidad de adaptación de los ostrácodos a medios costeros efímeros y de salinidad variable la que les facilitó el salto evolutivo del ámbito marino al ámbito continental (Williams et al., 2006; Bennett, 2008; Bennett et al., 2012).

El caso de la Fm Leza confirma esta abundancia en medios costeros, pues los ostrácodos son los fósiles más comunes en todas las asociaciones de facies de la unidad, siendo rara la lámina delgada que no contenga al menos esporádicas valvas de ostrácodos (Fig. 3.27). En las facies *grainstone* oolítico de la *asociación de facies de oolitos-estromatolitos* de la zona oriental y *packstone-grainstone* gris peloidal de la *asociación de facies de calizas grises tableadas* de la zona occidental las valvas de ostrácodos son especialmente abundantes y suelen estar desarticuladas y encajadas unas dentro de otras (Fig. 3.27E-F) en una disposición que se denomina “*nested*” o “*nest-like*” (Young, 1895), “*stacked*” (Kesling y Soronen, 1957), “*pile d’assiettes*” (“platos apilados”, Guernet y Lethiers, 1989) o “*cup-in-cup*” (Wakefield y Athersuch, 1990). Esta disposición suele asociarse a sedimentación en las zonas litorales de cuerpos de agua muy someros y se interpreta como debida a la acción continuada del oleaje (Guernet y Lethiers, 1989; Wakefield, 1995; Boomer et al., 2001) o de las corrientes de marea (Fontana y Ballent, 2005). Guernet y Lethiers (1989) indican, además, que esta disposición se ve favorecida por comunidades de ostrácodos abundantes pero prácticamente monoespecíficas, que son características de medios lacustres o costeros.

Tradicionalmente no se han realizado estudios taxonómicos detallados de los ostrácodos de la Fm Leza, probablemente debido al predominio de facies de calizas masivas frente a facies margosas en esta unidad, lo que dificulta la obtención de levigados. Donde sí se han realizado estudios taxonómicos y paleoecológicos de ostrácodos es en el resto del Gr Enciso, que presenta una mayor abundancia de facies margosas que la Fm Leza. El primer análisis de las faunas de ostrácodos de la Cuenca de Cameros fue el de Kneuper-Haack (1966), en el que se muestrearon en detalle siete secciones del registro estratigráfico de la cuenca. Cuatro de estas secciones (Terroba, Enciso, Fitero y Arnedillo) incluían depósitos del Gr Enciso. La parte inferior de la sección de Arnedillo corresponde aproximadamente a la columna estratigráfica de Arnedillo presentada en esta tesis, pues la parte inferior del Gr Enciso en esta localidad es la que hoy se denomina Fm Leza. En el Gr Enciso, en general, Kneuper-Haack (1966, pp. 170-172) diferencia cuatro zonas, de las cuales, las tres inferiores presentan una fauna de ostrácodos característica de agua dulce, mientras que en la zona superior, denominada *Aragonensis* por la presencia de la especie *Cypridea aragonensis*, los ostrácodos indican aguas salobres, según esta autora. En la columna de Arnedillo, mucho menos potente que las otras, la mitad inferior no presenta suficientes ostrácodos para interpretar su zona, pero en la mitad superior sí se puede caracterizar la zona *Aragonensis*, lo que indicaría que la columna de Arnedillo sólo representaría la sedimentación de la parte más moderna del grupo Enciso, con condiciones salobres. Brenner y Wiedmann (1975) y Brenner (1976) confirmaron la interpretación de que parte de los ostrácodos del Gr Enciso indican medios salobres, pero modificando la datación de esta unidad (ver apartado 2.2 de esta memoria).

Guiraud (1983) incluyó en su tesis doctoral los resultados de un estudio de los ostrácodos del Gr Enciso realizado por J. Lefevre. Este estudio parte de los datos de Kneuper-Haack (1966), y obtiene nuevas muestras de la columna general del Gr Enciso en el corte Yanguas-Enciso y en la columna de Arnedillo (Fig. 3.1), utilizando el trabajo de Brenner (1976) como base para la interpretación paleoecológica de los ostrácodos. Guiraud (1983) presenta mayor detalle en sus columnas estratigráficas, por lo que puede

comprobarse que la columna de Arnedillo equivale, casi exactamente, a la incluida en esta tesis doctoral. Guiraud (1983) y Lefevre pudieron obtener sólo siete muestras con ostrácodos en la columna de Arnedillo. Las dos primeras corresponderían aproximadamente a la mitad inferior de la Fm Leza y están dominadas por ostrácodos del género *Cypridea*, con menor presencia de *Darwinula*, asociación interpretada como de agua dulce. En la parte media de la Fm Leza no se obtienen ostrácodos. Las dos muestras siguientes corresponderían a la parte superior de la Fm Leza y proporcionan asociaciones de ostrácodos dominadas por el género *Fabanella*, que, según Brenner (1976), es un género poco común en asociaciones de agua dulce y en asociaciones claramente marinas, por lo que se interpreta como típicamente costero y tolerante a salinidades variables entre 3‰ y 35‰. Las tres últimas muestras de la sección de Arnedillo de Guiraud

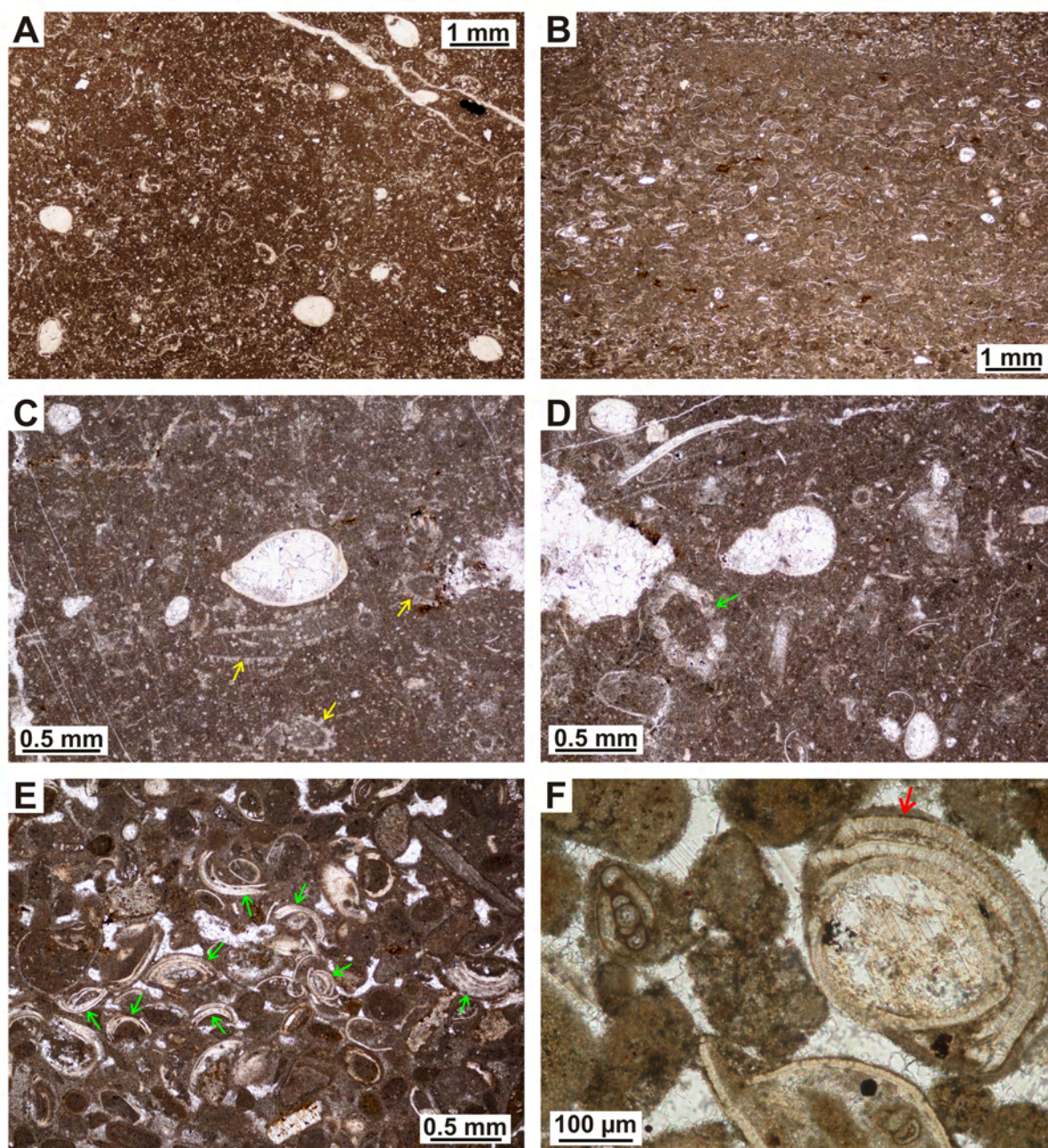


Figura 3.27: Ostrácodos de la Fm Leza. **A:** Imagen de microscopio de una muestra de la asociación de facies de calizas negras, rica en ostrácodos relativamente grandes. **B:** Imagen de microscopio de una muestra de la asociación de facies de calizas grises tableadas, rica en ostrácodos. Nótese el tamaño menor de los ostrácodos respecto a la imagen A, y la distribución orientada horizontalmente y laminada de las valvas de éstos. **C:** Muestra de la asociación de facies de calizas negras con ostrácodos y algas dasycladales (flechas amarillas). **D:** Muestra de la asociación de facies de calizas negras con ostrácodos y carofitas (flecha verde). **E:** Imagen de microscopio de una muestra de la asociación de facies de calizas grises tableadas con abundantes valvas de ostrácodo acopladas en disposición “cup-in-cup” (flechas verdes). **F:** Detalle de valvas de ostrácodo encajadas unas en otras en disposición “cup-in-cup” (flecha roja).

(1983) corresponderían a las facies del Gr Enciso suprayacentes a la Fm Leza en la columna de Arnedillo de esta tesis, y contienen asociaciones de ostrácodos compuestas por los géneros *Cypridea* y *Theriosynoecum*, indicadoras de agua dulce o ligeramente salobre (<6‰ de salinidad).

Más recientemente, Schudack y Schudack (2009) revisaron las faunas de ostrácodos del Cretácico Inferior de la Cordillera Ibérica, incluyendo muestras de la Cuenca de Cameros. En este estudio, más centrado en aspectos bioestratigráficos, señalan que los ostrácodos del Gr Enciso pertenecen a los géneros *Cypridea*, *Theriosynoecum* y *Darwinula*, descartando la presencia de géneros de agua marina o salobre. Sin embargo, Schudack y Schudack (2009) no presentan detalles sobre la localización estratigráfica concreta de las muestras que estudian en el Gr Enciso, por lo que, a la vista de los estudios previos, sus muestras podrían corresponder a las partes del Gr Enciso depositadas en condiciones de agua dulce.

En resumen, a falta de un estudio detallado de los ostrácodos de la Fm Leza, la mayoría de los estudios previos señalan la existencia de ostrácodos característicos de medios de agua dulce y de medios salobres en el Gr Enciso. En concreto, Kneuper-Haack (1966) y Guiraud (1983) coincidieron en señalar una tendencia de aumento de la salinidad en los depósitos de la Fm Leza en la columna de Arnedillo. Esta tendencia coincide con la observada en esta tesis doctoral para toda la unidad, con un progresivo aumento en la influencia marina hacia techo de la unidad (Fig. 2.11).

3.4.4 - Interpretación paleoecológica general de la Fm Leza

Desde un punto de vista sedimentológico, se interpreta que la Fm Leza se depositó en un complejo sistema de humedales en una llanura costera (véase apartado 3.3 y artículo incluido en este capítulo). El estudio paleoecológico presentado aquí confirma esta interpretación y demuestra la relación existente entre las condiciones ambientales de cada medio dentro del sistema y el contenido biótico de ese medio, pues muchos de los restos fósiles aparecen en unas facies determinadas y raramente en otras. Sin embargo, el estudio paleoecológico detallado también añade mayor complejidad a la interpretación paleoambiental del sistema: por un lado, se observa que dentro de una misma facies el contenido biótico puede variar (carofitas-dasycladales), indicando ligeros cambios ambientales que no afectarían significativamente a la sedimentación; por otro lado se observa también que un mismo elemento biótico (foraminíferos) puede aparecer en diferentes medios sedimentarios a lo largo de todo el sistema. Este amplio abanico de variaciones ecológicas es característico de los humedales costeros actuales, debido fundamentalmente a los constantes cambios que estos sistemas suelen sufrir en factores ambientales como salinidad, desecación/inundación, turbidez de las aguas o contenido en nutrientes (p.ej., Hardie y Garrett, 1977; Guerlesquin y Podlajski, 1980; Britton y Podlajski, 1981; Plaziat y YOUNIS, 2005; Waterkeyn et al., 2008; Wolanski et al., 2009).

En general, el paleoecosistema de los humedales costeros de la Fm Leza estuvo dominado por especies acuáticas, tanto de afinidad continental, como de afinidad marina, así como adaptadas a salinidades anómalas o a constantes cambios en la salinidad. En cuanto a las especies no acuáticas, destacan los pterosaurios (que son comúnmente encontrados en depósitos marinos o costeros, p.ej., Hone y Henderson, 2014) y los dinosaurios, representados por sus huellas (con abundantes huellas de saurópodos, Fig. 3.15A, que también suelen estar asociados a sedimentos costeros, p.ej., Castanera et al., 2014). Además, la abundancia de paleosuelos y de evidencias de alteración edáfica indica que las zonas emergidas y los márgenes de las zonas acuáticas estarían habitualmente vegetados.

Pese a esta variedad general del paleoecosistema de la Fm Leza, las poblaciones que han podido ser analizadas en detalle en este estudio (carofitas, dasycladales, foraminíferos) muestran una baja diversidad, lo que es característico de medios con estrés ambiental debido a constantes cambios en los parámetros físico-químicos (Brenchley y Harper, 1998). Estas condiciones, limitantes para la mayoría de los metazoos, suelen ser propicias para el desarrollo de comunidades microbianas (p.ej., Telesh et al., 2013), como queda patente en el caso de la Fm Leza por la gran abundancia y diversidad de microbialitas (ver capítulo 4 de esta memoria) y por los restos de materia orgánica preservados en las calizas negras y bituminosas de la

Fm Leza (Omodeo Salé, 2014), probablemente de origen microbiano. Estas evidencias de la abundante generación de materia orgánica en el sistema deposicional de la Fm Leza concuerda con lo observado hoy en día en los humedales costeros, considerados uno de los ecosistemas con mayor productividad orgánica del planeta (Reed, 2005). La alta productividad de estos ecosistemas se debe tanto al aporte combinado de nutrientes desde el continente y desde el mar, como a la posible redistribución de los nutrientes por las mareas (Pomeroy, 1959; Frey y Basan, 1978). Además, en los medios costeros es común que la materia orgánica se preserve acumulada en el sedimento, pues la alta productividad primaria suele ir acompañada de factores limitantes de la diversidad animal (variaciones en salinidad, temperatura o desecación) y, por tanto, limitantes del consumo de la materia orgánica producida, (Fig. 3.28; Guerloget y Perthuisot, 1992; Reed, 2005).

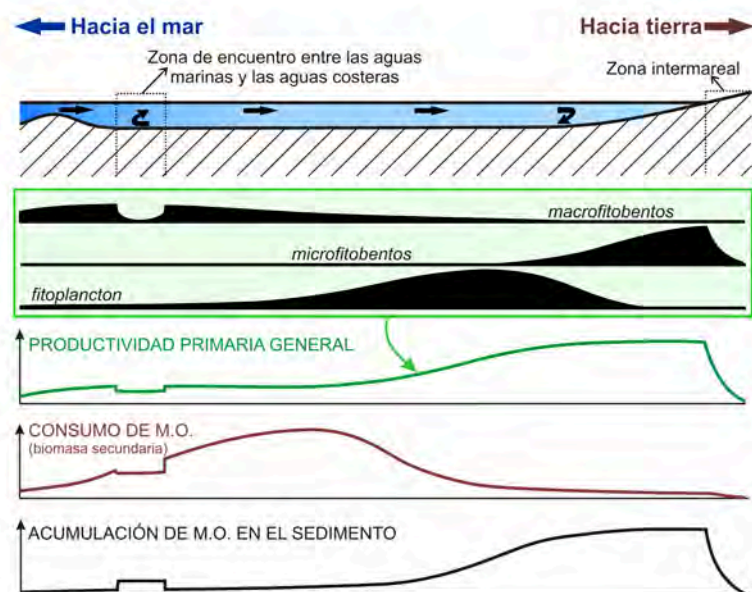


Figura 3.28: Modelo general de la generación y acumulación de materia orgánica en medios costeros o parálidos realizado por Guerloget y Perthuisot (1992) a partir de ejemplos actuales. Se muestra la distribución de las principales comunidades productoras primarias: macrofitorbentos (plantas subacuáticas bentónicas), microfitorbentos (tapices microbianos) y fitoplancton. Nótese que la mayor producción primaria se alcanza en las áreas más restringidas o alejadas del ámbito marino, zonas más susceptibles de sufrir estrés ambiental por variaciones en factores como la salinidad o la desecación. En estas zonas hay además menor abundancia de comunidades heterótrofas que consuman la materia orgánica producida, por lo que son las zonas más propensas a la preservación de materia orgánica en el sedimento. Modificado de Guerloget y Perthuisot (1992).

Aparte de los factores ambientales externos, la generación y acumulación de materia orgánica también puede influir en el propio ecosistema. Esto se observa claramente en el caso de las carofitas, ya que el factor más perjudicial para su desarrollo es el incremento excesivo de nutrientes en las aguas (Schubert y Blindow, 2003; Lambert, 2007; Cirujano et al., 2008; Rodrigo et al., 2010) que, por el contrario, favorece el desarrollo de cianobacterias epifíticas (*periphyton*) sobre los talos de carofitas (Fitzgerald, 1969; Martín-Closas, 1999; Cirujano et al., 2008). Este proceso de eutrofización comúnmente descrito en sistemas actuales pudo haber sido el causante de que pese a la abundancia de carofitas en los humedales costeros de la Fm Leza, en esta unidad no estén bien desarrolladas las microfácies de *packstone* de estas algas (interpretadas como depósitos *in situ* de “praderas de carofitas” o *charophyte meadows*), muy características de carbonatos Cretácicos en otras áreas de la Península Ibérica (p.ej., Climent-Domenech et al., 2009; Villalba-Breva y Martín-Closas, 2013). Esta tendencia a la eutrofización explicaría también el común recrecimiento epifítico por carbonatos microbianos que muestran muchos restos de carofitas de la Fm Leza (Fig. 3.29), un proceso que no ha sido ampliamente descrito todavía en el registro fósil (Martín-Closas, 1999).

Por lo tanto, los ecosistemas acuáticos de los humedales costeros de la Fm Leza estuvieron controlados por factores ambientales como la salinidad o la desecación, y por factores intrínsecos como la excesiva generación de materia orgánica, que pudo haber limitado el desarrollo de productores primarios macroscópicos como las carofitas o las dasycladales, favoreciendo, sin embargo, las comunidades microbianas y de organismos bentónicos como los ostrácodos, comúnmente detritívoros, que pudieron beneficiarse de la acumulación de materia orgánica en el sedimento. Esta tendencia a la eutrofización es coherente con la interpretación sedimentológica de la Fm Leza, pues los ecosistemas acuáticos costeros modernos se encuentran entre los medios más propensos a las eutrofizaciones periódicas de origen natural, debido a

la abundancia de aportes desde el continente y a la variabilidad intrínseca de factores como temperatura, salinidad, oxigenación o productividad (p.ej., Livingstone, 2001).

En definitiva, el estudio paleoecológico de la Fm Leza proporciona la imagen de un paleoecosistema análogo, en muchos aspectos, a ecosistemas actuales de humedales y cuerpos de agua situados en contextos costeros. Además, la interpretación de este paleoecosistema complementa y profundiza la interpretación

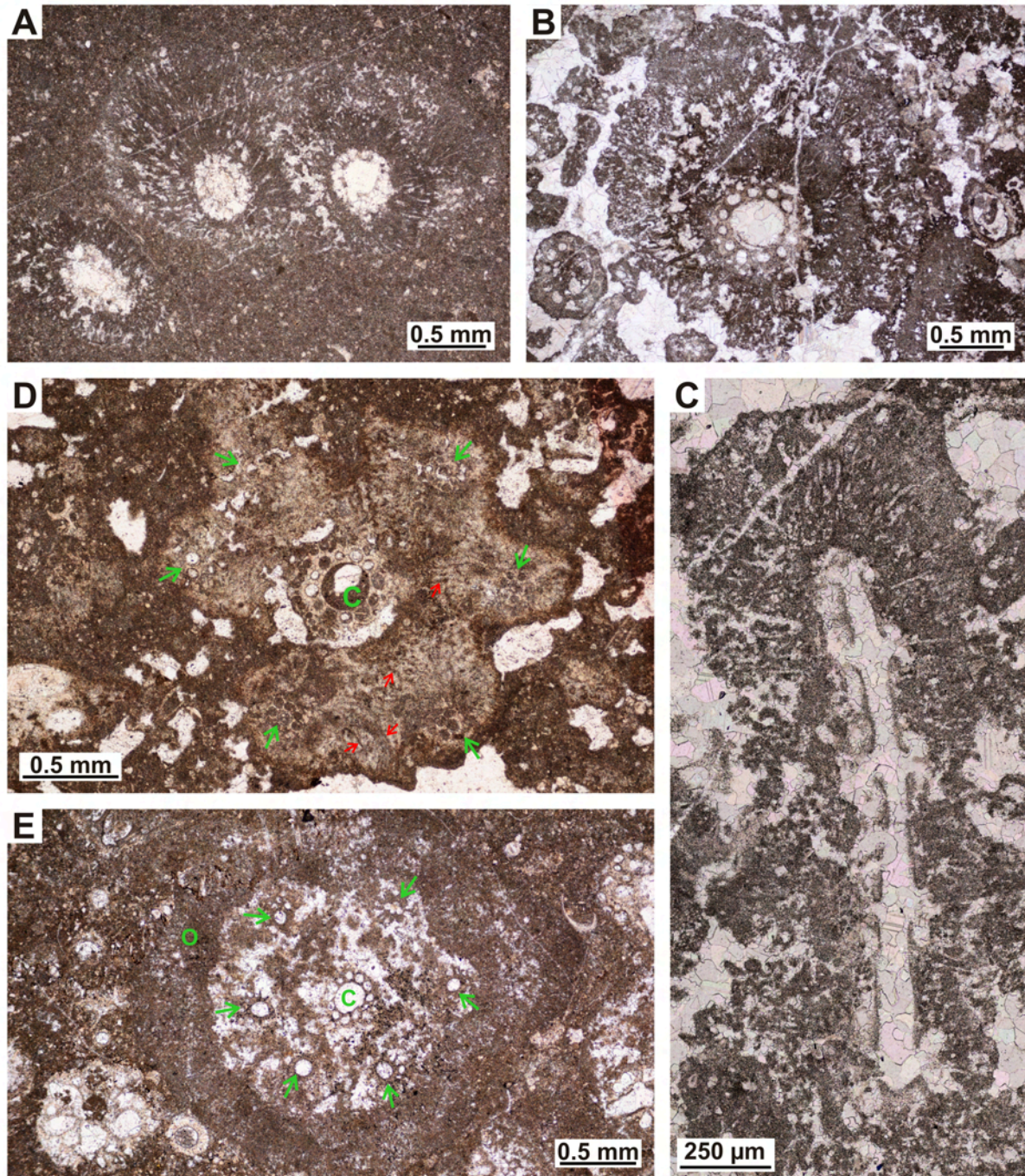


Figura 3.29: Carofitas con sobrecrecimiento epifítico microbiano de la Fm Leza. **A-B:** Secciones transversales de talos de carofitas con un sobrecrecimiento irregular de carbonato de origen microbiano con abundantes restos de filamentos de cianobacterias. **C:** Sección longitudinal oblicua de un talo de carofita con sobrecrecimiento de carbonato microbiano con textura filamentosa (parte superior y parte derecha) y textura *clotted* (parte izquierda y parte inferior). **D-E:** Secciones transversales de un internodo de carofita (C) y de los seis filoides o “ramas” asociados a un nodo subyacente a él (flechas verdes). Los filoides surgen radialmente de los nodos de los talos formando verticilos (Martín-Closas, 2000). **D:** El internodo (C) y los filoides (flechas verdes) se encuentran unidos entre sí por un carbonato microbiano de color marrón claro y con textura *clotted peloidal*, en el que se observan relictos de filamentos (flechas rojas). **E:** El internodo (C) y los filoides (flechas verdes) se encuentran unidos entre sí por carbonato microbiano con textura *clotted* y por cemento de calcita de color blanco. El conjunto se encuentra rodeado de una envuelta oncolítica (O) con textura filamentosa.

sedimentológica de la Fm Leza dando una visión paleoambiental general del sistema en el que se formó la unidad. Se trata de un paleoecosistema complejo, con gran variabilidad interna, tanto en el espacio como en el tiempo. Las diferencias en el contenido biótico (carofitas/dasycladales) de la *asociación de facies de calizas negras* ejemplifican esta variabilidad dentro de un mismo medio sedimentario y de forma relativamente sutil. Por el contrario, la común alternancia a escala métrica y con contactos verticales netos de facies diferentes, tanto litológica como paleontológicamente (facies con carofitas y facies con foraminíferos, por ejemplo; Fig. 3.1), es un ejemplo de cambios ambientales de mayor envergadura y que ocurrieron periódicamente en el ecosistema. Cambios similares y a la misma escala han quedado registrados también en los sedimentos recientes de humedales costeros actuales (p.ej., Muller et al., 2008; ver apartado 3.5.2).

Puede concluirse, por tanto, que la Fm Leza es un excepcional ejemplo fósil de la complejidad y de los constantes cambios (ambientales, sedimentarios y bióticos) a los que están sometidos los sistemas costeros. En los ejemplos actuales puede comprobarse que la complejidad y variabilidad son precisamente las características fundamentales de estos sistemas (Guerloget y Perthuisot, 1992; Wolanski et al., 2009): en palabras de Amanieu et al. (1980, p. 269), estas constantes variaciones (“perpetuo balanceo, avance oscilante”) de los medios costeros “no son accidentes del ecosistema (...) sino su propia naturaleza”.

3.5 - ANÁLOGOS ACTUALES

En el artículo incluido en este capítulo se interpreta la Fm Leza como depositada en un sistema de humedales costeros. Como ya se ha visto, la denominación de “humedales costeros” no se encuentra muy extendida todavía en estudios sedimentológicos de unidades antiguas, lo cual puede ser debido tanto a la difícil interpretación de los depósitos con características continentales, marinas e intermedias, como a la diversidad, variabilidad y complejidad intrínsecas a los sistemas de humedales costeros (p.ej., Wolanski et al., 2009). Por estas razones, un estudio comparativo entre las características interpretadas a partir de los depósitos de la Fm Leza con las características de sistemas actuales es necesario para apoyar la clasificación de esta unidad como un sistema de humedales costeros.

Sin embargo, dada la diversidad de este tipo de sistemas, sería muy difícil, si no imposible, encontrar un único ejemplo actual que sirviera como análogo de un ejemplo fósil. Por lo tanto, en este apartado se tienen en cuenta numerosos estudios sobre aspectos geomorfológicos, sedimentológicos y ecológicos de varios humedales costeros actuales, extrayendo de ellos las características más útiles para la interpretación de los depósitos de la Fm Leza.

3.5.1 - Los Everglades (Florida, EEUU)

La península de Florida es la parte actualmente expuesta de una amplia plataforma carbonática desarrollada a partir del Eoceno (Petuch y Roberts, 2007). La mitad meridional de la península presenta una topografía muy llana y con muy poco gradiente, al situarse, en general, a menos de 10 m de altura sobre el nivel del mar, lo que genera un amplio sistema de drenaje que no contiene ningún río principal y que está controlado por inundaciones estacionales procedentes de desbordamientos del Lago Okeechobee (Parker, 1984). Este sistema de drenaje, conocido como los Everglades, es una enorme zona pantanosa de más de 10.000 km², estacionalmente desecada y en la que, durante los periodos húmedos, el agua superficial se va desplazando lentamente hacia el mar (dirección S o SO, Fig. 3.30) a través de vegetación parcial o totalmente sumergida (Parker, 1984; VanArman, 1984; Platt y Wright, 1992). La sedimentación en los Everglades es fundamentalmente carbonática y orgánica, debida a la acumulación de restos vegetales y a la precipitación de carbonato asociado a extensas praderas de tapices microbianos denominadas *marl prairies*, “praderas de marga” (Gleason y Spackman, 1974; Monty y Hardie, 1977). Este amplio sistema de humedales carbonáticos estacionales de los Everglades es comúnmente utilizado como análogo actual para explicar el origen de los carbonatos palustres (p.ej., Platt y Wright, 1992; ver apartado 3.2.3).

En su extremo meridional, cerca de la costa sur de Florida, el sistema de humedales de los Everglades entra en estrecha relación con el ámbito marino. La poca elevación y el bajo gradiente topográfico del sistema hacen que la evolución de esta parte distal del sistema tenga una clara influencia marina y un control eustático (Gleason et al., 1974; Petuch y Roberts, 2007). Prospecciones geofísicas electromagnéticas han demostrado que la influencia superficial y subterránea del agua salada marina puede adentrarse más de 20 km tierra adentro en los humedales de los Everglades (Fitterman y Deszcz-Pan, 1999; 2004; Fig. 3.30B). Esta interrelación entre el agua dulce procedente de los Everglades y el agua marina genera un sistema de humedales costeros amplio y complejo, formado por numerosos ambientes diferentes con salinidades variables (Gleason et al., 1974). La zona de transición entre las áreas pantanosas de agua dulce y las áreas de salinidad marina está dominada por numerosos cuerpos de agua pequeños (Fig. 3.30A) que pueden ser de agua dulce, salobre o salada, en función del aporte estacional de agua dulce y de su conexión con el mar (VanArman, 1984). En esta zona de transición los tapices microbianos siguen siendo uno de los componentes principales del ecosistema, pero su composición biótica, su diversidad y abundancia, así como su papel en la precipitación de carbonato dependen de las constantes variaciones de factores ambientales como la salinidad o la inundación (Wood y Maynard, 1974). La zona más próxima al mar presenta una serie de pequeños estuarios, caracterizados por aguas muy someras, por salinidades muy variables (siempre menores que la salinidad marina normal) y por una gran generación y acumulación de materia orgánica (VanArman, 1984; Hittle et al., 2004). Estos estuarios están separados entre sí por extensiones de marismas herbáceas y de manglares (Gleason et al., 1974; Wanless, 1974; Parkinson, 1989).

El extremo SE de los humedales costeros de los Everglades no está conectado directamente con el mar abierto, sino con la Bahía de Florida (*Florida Bay*), una zona muy somera y relativamente restringida, caracterizada por abundante sedimentación carbonática y separada del Océano Atlántico por los cayos de Florida (Fig. 3.30A). La Bahía de Florida, que ha sido utilizada como análogo de carbonatos marinos someros del Mesozoico del Tétis (p.ej., Strasser y Samankassou, 2003), es un área con una salinidad muy variable (desde salobre hasta hipersalina), tanto en su distribución espacial actual como en su evolución temporal reciente (Brewster-Wingard e Ishman, 1999; Fourqurean y Robblee, 1999). Este hecho implica que el agua “marina” que entra en contacto con el sector SE de los Everglades sea un factor adicional de variabilidad dentro del sistema de humedales costeros, estando éstos, por tanto, muy alejados de condiciones marinas normales.

La zona costera de los humedales de los Everglades ha sido utilizada como análogo de carbonatos palustres depositados en áreas de transición y con una contribución importante de carbonato microbiano (p.ej., Reuter et al., 2009), así como análogo de unidades interpretadas como depósitos de manglares (p.ej., Lacovara et al., 2003). Teniendo en cuenta las interpretaciones sedimentológicas y paleoecológicas de la Fm Leza, el sistema deposicional de esta unidad pudo haber presentado algunas analogías con los humedales costeros del sistema de los Everglades. El hecho de que la influencia marina pueda penetrar varias decenas de kilómetros tierra adentro concuerda con lo observado en la Fm Leza, que no contiene facies netamente marinas, pero sí numerosas facies con clara evidencia de influencia marina. Además, en los Everglades, la zona de confluencia entre el agua dulce y la cuña de agua marina está dominada por pequeños cuerpos de agua con diferentes salinidades o de salinidad variable, como se interpreta para el sistema de la Fm Leza. El sistema de drenaje principal que conectaba con los humedales costeros de la Fm Leza en la Cuenca de Cameros está representado por los depósitos del Gr Enciso (Fig. 12C del artículo incluido en este capítulo). Estos depósitos no son exactamente análogos a los del sistema de drenaje de los Everglades, pero comparten con ellos la baja abundancia de canales fluviales principales (Alonso-Azcárate, 1997; Mas et al., 2002). Otro elemento en común de la Fm Leza y los Everglades es la relevancia en ambos de los tapices microbianos en la precipitación de carbonato. Por último, el ámbito marino al que estuvo conectado el sistema de humedales costeros de la Fm Leza pudo haber sido similar al de la Bahía de Florida, asociado a los Everglades. Los depósitos netamente marinos de edad similar a la Fm Leza aparecen hoy en día relativamente alejados de los afloramientos de esta unidad (ver capítulo 2 de esta tesis). Por tanto, aunque por falta de afloramiento no se pueda trazar la conexión exacta entre la Fm Leza y estos depósitos, dada la distancia aparente entre ambos,

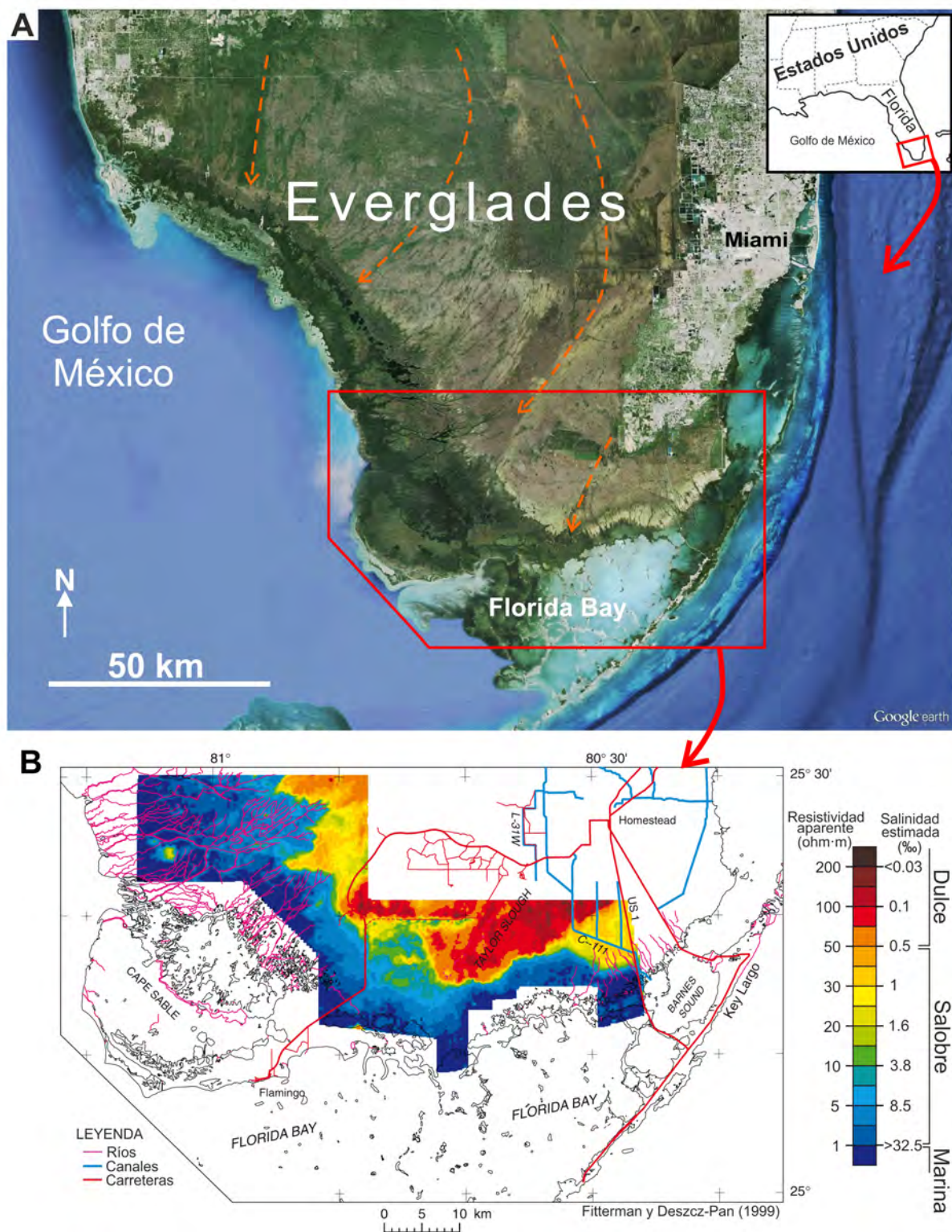


Figura 3.30: Los Everglades de Florida (EEUU). **A:** Imagen de satélite obtenida mediante Google Earth del extremo meridional de la Península de Florida, en la que se resalta la localización del amplio sistema de humedales de los Everglades. Las flechas discontinuas marcan las direcciones principales del flujo de agua dulce a través del sistema (Parker, 1984; VanArman, 1984; Platt y Wright, 1992). Las partes verdes más oscuras de la imagen corresponden a la parte de los Everglades con influencia marina, donde se desarrollan sistemas de humedales costeros con abundantes cuerpos de agua (color negro) de salinidad variable (Gleason et al., 1974; Wanless, 1974; VanArman, 1984; Parkinson, 1989). **B:** Resultados de la prospección geofísica electromagnética realizada por Fitterman y Deszcz-Pan (1999) en el extremo sur de los Everglades, que muestra la salinidad de las aguas superficiales y de los primeros centímetros del subsuelo. Nótese que las aguas marinas (tonos azules) penetran más de 20 km tierra adentro. Modificado de Fitterman y Deszcz-Pan (1999).

puede interpretarse que el sistema deposicional de la Fm Leza quizás no estuviera directamente conectado a medios marinos de salinidad normal, sino que la transición entre éstos y la Fm Leza probablemente se realizara a través de una amplia zona marina muy somera y expuesta a numerosas variaciones físicas y ecológicas, similar a la Bahía de Florida actual.

Sin embargo, también hay diferencias significativas entre los depósitos de la Fm Leza y los humedales costeros de los Everglades. Destacan, fundamentalmente, la abundancia de facies clásticas de grano grueso observadas en la Fm Leza, así como las facies evaporíticas, ninguna de las dos asociadas al sistema de los Everglades. Además, el marco geológico general es muy diferente en ambos casos, pues mientras los Everglades se encuentran en el extremo de un continente y en un contexto de margen pasivo, la Fm Leza se depositó en una cuenca intraplaca durante un momento de extensión generalizada.

3.5.2 - La Camarga (SE de Francia)

La Camarga es un sistema de humedales costeros asociados a la desembocadura del río Ródano, en el sureste de Francia (Fig. 3.31). Algunos de estos humedales están situados sobre la llanura deltaica actual del delta del Ródano, mientras que otros están asociados a canales distribuidores secundarios o a la llanura deltaica de antiguos lóbulos del delta (Vella et al., 2005). La sedimentación en la Camarga es fundamentalmente siliciclástica, aunque con abundante acumulación orgánica y con precipitación de minerales evaporíticos asociados a salinas artificiales (Britton y Podljeski, 1981).

El sistema de humedales de la Camarga está controlado por dos factores fundamentales: las sucesivas inundaciones de agua dulce procedentes del Ródano y el aporte de agua marina desde el Mediterráneo, tanto de forma superficial como subterránea (p.ej., Heurteaux, 1970; Montety et al., 2008). Como resultado de esta doble influencia, la Camarga se estructura como un sistema complejo en el que se llegan a diferenciar más de quinientos cuerpos de agua y zonas húmedas diferentes con características muy variables (Marazanof, 1969; Britton y Podljeski, 1981). Si bien existe una tendencia general de aumento de la salinidad hacia las zonas más próximas al mar, en el sur (Fig. 3.31B), los aportes locales de agua dulce y las diferencias en la relación entre la entrada de agua y la evaporación en cada zona concreta generan una gran diversidad de cuerpos de agua en el sistema (Britton y Podljeski, 1981). Estos cuerpos de agua son muy someros y comúnmente efímeros, y el más grande y estable de todos (Étang de Vaccarès, Fig. 3.31A) tiene 2 m de profundidad máxima (Heurteaux, 1994). Los cuerpos de agua pueden ser dulces, salobres o salados y en muchos de ellos la salinidad varía estacionalmente en función de los aportes de agua y de la evaporación (Britton y Podljeski, 1981). Existen también cuerpos de agua hipersalinos, pero están limitados a las salinas comerciales de las zonas sureste y suroeste de la Camarga (Fig. 3.31B). Los estudios sedimentológicos indican que las evaporitas no precipitaban naturalmente en el sistema antes de la implantación de salinas artificiales (Dulau y Trauth, 1982), pero la presencia de estas explotaciones indica que las condiciones climáticas hacen que sea relativamente fácil la precipitación de evaporitas si se da un cierto aislamiento de los cuerpos de agua, como ha ocurrido históricamente en sistemas de humedales costeros en otros deltas del ámbito mediterráneo (Flaux et al., 2012).

Pese a las importantes diferencias generales entre la Camarga y los depósitos de la Fm Leza (como el predominio de la sedimentación siliciclástica y el contexto deltaico), la variedad de condiciones que existen en los cuerpos de agua de la Camarga y el control que estas condiciones ejercen sobre los ecosistemas que los habitan son un buen análogo actual de lo interpretado para el sistema de humedales costeros de la Fm Leza. En la Camarga, los principales factores que controlan las poblaciones vegetales y animales son el hidroperiodo (i.e., la duración del periodo de inundación de un humedal) y la salinidad (p.ej., Charpentier et al., 2005; Waterkeyn et al., 2008). La influencia de estos dos factores ambientales se ha podido analizar en el caso concreto de las carofitas, dada su abundancia en este sistema actual de humedales costero, llegándose a diferenciar poblaciones de carofitas de agua dulce y poblaciones de agua salobre, y distinguiéndose especies que pueden subsistir en un mismo cuerpo de agua pese a importantes variaciones

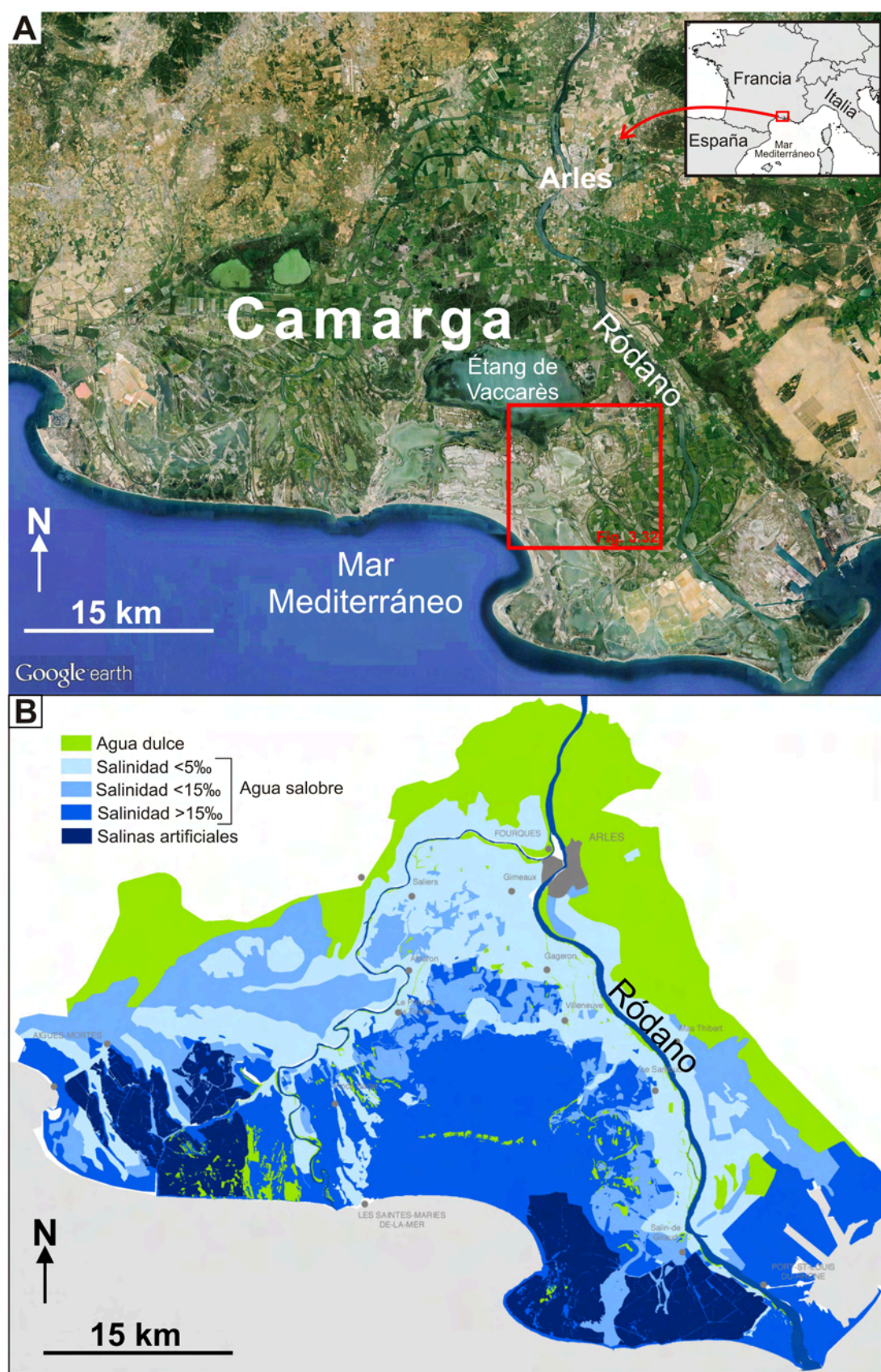


Figura 3.31: La Camarga (SE de Francia). **A:** Imagen de satélite de los humedales costeros de la Camarga y del delta del Ródano, obtenida mediante Google Earth. **B:** Mapa de salinidades del suelo de los humedales costeros de la Camarga y del delta del Ródano realizado por el “Parc Naturel Régional de Camargue” y disponible online en: <http://www.parc-camargue.fr/Local/parc-camargue/files/141/SALINITE.jpg>. La extensión del mapa es equivalente a la imagen de satélite mostrada en A. Existe una tendencia general al aumento de la salinidad hacia zonas más próximas al mar, pero observarse que a menor escala existen distribuciones de salinidad locales muy irregulares, incluso zonas de agua dulce justo en el límite con el mar.

estacionales de inundación y de salinidad (Guerlesquin y Podlajski, 1980; Grillas et al., 1993). Este hecho es, por tanto, análogo a lo observado en las carofitas fósiles de la Fm Leza, en las que se pueden diferenciar dos poblaciones diferentes, una característica de agua dulce y otra de agua salobre, pero también se observan muestras en las que las carofitas alternan con dasycladales, indicando variaciones periódicas en la salinidad del medio. De hecho, en la Camarga se han encontrado también muestras de sedimento reciente en las que se encuentran carofitas junto a otros restos bióticos de afinidad marina. El análisis detallado de estas muestras, presentado por Fendler y Soulié-Märsche (1989), desveló que éstas no se deben a una coexistencia simultánea de todos los restos, sino a una tanatocenosis, una asociación post-mortem de elementos bióticos que no coexistieron en el mismo momento o en el mismo espacio bajo las mismas condiciones, similar a lo interpretado para la alternancia de carofitas y dasycladales de la Fm Leza.

Un estudio paleoecológico de especial detalle y de gran semejanza con la Fm Leza es el realizado por Muller et al. (2008) en uno de los humedales efímeros de la Camarga (Fig. 3.32). Este humedal se encuentra sobre los *point-bars* de un antiguo canal del Ródano y contiene cuerpos de agua dulce muy someros (< 1 m) con desecaciones estacionales y con presencia de carofitas (Buckwell et al., 1999; Muller et al., 2008). Un sondeo realizado sobre este humedal muestra que el antiguo canal fluvial fue activo hasta hace unos 3.200 años, fecha a partir de la cual el canal fue abandonándose progresivamente siendo sustituido por humedales. Muller et al. (2008) presentan el estudio paleoecológico de los 160 cm de sedimento registrado en los últimos 3.200 años (Fig. 3.32B), en los que destaca una primera etapa (primer metro de sedimento) caracterizada por ostrácodos de agua salobre y foraminíferos bentónicos, seguida de una segunda etapa (aproximadamente, los 60 cm superiores de sedimento) en la que desaparecen los foraminíferos y los ostrácodos de agua salobre van siendo sustituidos progresivamente por especies de agua dulce, apareciendo en la parte superior (los 30 cm de sedimento más reciente) carofitas. Este hecho demuestra que los humedales estudiados, pese a situarse hoy en día a más de 10 km de la línea de costa (Figs. 3.31, 3.32), tuvieron mayor conexión con el mar en etapas anteriores de su desarrollo. La distribución, con una escala decimétrica a métrica, de facies ricas en restos de afinidad marina restringida y facies con restos de agua dulce es prácticamente idéntica a la observada en la parte superior de la mayoría de las columnas estratigráficas de la Fm Leza, donde niveles con ostrácodos y foraminíferos bentónicos alternan repetidamente con niveles ricos en carofitas (Fig. 3.1). Además, en el caso de la Camarga, los foraminíferos nunca llegan a aparecer junto a las carofitas, mientras que diferentes especies de ostrácodos aparecen en ambos episodios (Fig. 3.32B). Este hecho también concuerda con el registro paleoecológico de la Fm Leza, donde los ostrácodos aparecen prácticamente en todas las facies carbonáticas, pero foraminíferos y carofitas muy raramente se observan en la misma muestra.

Por lo tanto, puede concluirse que el sistema de humedales costeros de la Fm Leza presentó, como el sistema actual de la Camarga, una tendencia general en la distribución de la salinidad en sus cuerpos de agua (ver Fig. 12C del artículo incluido en este capítulo), con predominio del agua dulce hacia las zonas de mayor aporte fluvial o aluvial (SO y NO) y una mayor salinidad hacia las zonas de las que probablemente procedió la influencia marina (N y SE). Sin embargo, como ocurre también en el caso de la Camarga, al ser estudiada en detalle la distribución espacial y temporal de factores ambientales como la salinidad, se aprecia una mayor complejidad, encontrándose alternancia de diferentes condiciones ambientales a escalas temporales pequeñas, así como variaciones laterales relativamente locales en las condiciones de salinidad.

3.5.3 - Los humedales de Mesopotamia (SE de Irak y O de Irán)

En la confluencia de los ríos Tigris y Éufrates (SE de Irak), una serie de zonas pantanosas y de lagos someros y efímeros conforman el mayor sistema de humedales de Oriente Medio y de toda Eurasia occidental (Partow, 2001). Los humedales de Mesopotamia (*Mesopotamian marshlands*, en inglés, y *Ahwar*, en árabe) están situados a unos 150 km de distancia de la costa del Golfo Pérsico (Fig. 3.33) y su altitud está entre 0 y 10 m sobre el nivel del mar (Plaziat y Younis, 2005; Heyvaert y Baeteman, 2007).

Hidrológicamente, este sistema de humedales está controlado por la descarga de agua dulce procedente del Tigris y el Éufrates. Debido al bajo gradiente topográfico del sistema, estos ríos se dividen en múltiples canales secundarios al llegar a los humedales creando pequeños sistemas deltaicos cuyo aporte de agua dulce varía estacionalmente, lo que genera inundaciones episódicas que pueden elevar el nivel de las aguas hasta 9 m en los humedales (Partow, 2001). Lateralmente, los humedales de Mesopotamia reciben aporte de agua y sedimento desde abanicos aluviales procedentes, desde el noreste, de la cordillera de los Zagros (O de Irán) y, desde el suroeste, de todo el sistema de drenaje de la parte centro-oriental de la Península Arábiga (Fig. 3.33; Purser et al., 1982; Baltzer y Purser, 1990).

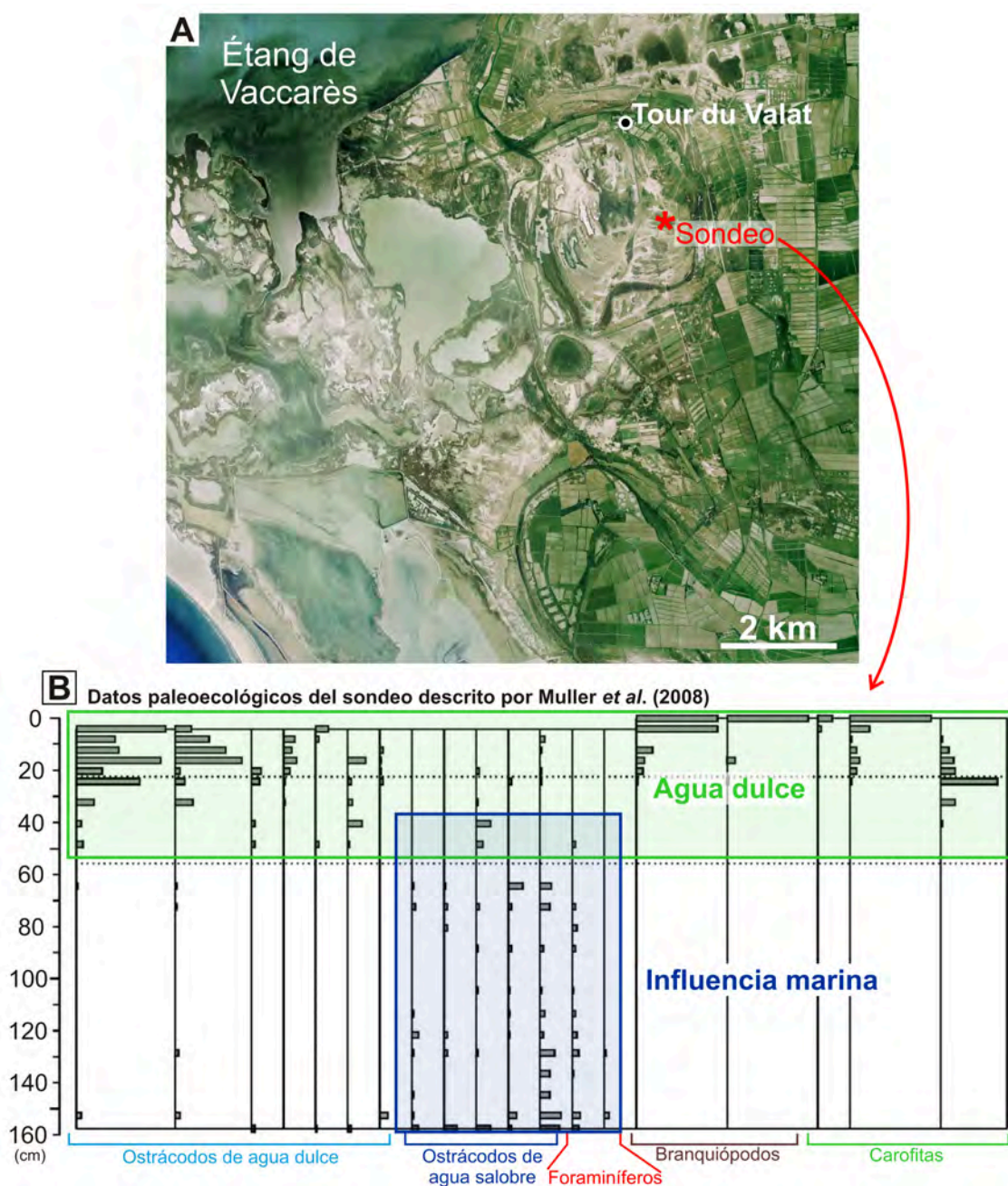


Figura 3.32: A: Imagen de satélite obtenida mediante Google Earth que muestra un detalle del sector SE de los humedales costeros de la Camarga (ver localización en Fig. 3.31A). Nótese el pequeño tamaño de la mayoría de los cuerpos de agua y la importante modificación antrópica que han sufrido estos humedales costeros. El asterisco rojo muestra la localización del sondeo descrito en Muller et al. (2008), realizado en un cuerpo de agua situado sobre los *point-bars* de un antiguo canal del Ródano. **B:** Información paleoecológica obtenida a partir del sondeo CER-1, realizado sobre un pequeño cuerpo de agua dulce efímero alejado unos 10 km del mar (Muller et al., 2008). Se muestran los fósiles encontrados en los 160 cm superiores del sondeo, con una edad $<3.275 \pm 35$ BP. Pese a que en la actualidad y en el pasado reciente predominan especies de agua dulce como carofitas, el cuerpo de agua debió de tener, en su origen, mayor conexión con el mar pues predominan especies salobres. Modificado de Muller et al. (2008).

El sistema de humedales de Mesopotamia, que ha llegado a tener un área de más de 20.000 km², ha ido reduciendo notablemente su extensión desde los años '80, debido a modificaciones antrópicas (Fig. 3.34; Partow, 2001). Sin embargo, a partir de estudios sedimentológicos y paleoecológicos del sedimento superficial y de testigos de sondeos se ha podido reconstruir los ambientes recientes del sistema, así como la evolución temporal de éstos durante el Holoceno (p.ej., Aqrabi y Evans, 1994; Aqrabi, 1995; Plaziat y Younis, 2005; Heyvaert y Baeteman, 2007). En esta evolución entran en juego cinco factores fundamentales: el aporte de agua dulce, el aporte de material siliciclástico, la evaporación, la tectónica y las variaciones eustáticas del nivel del mar.

El aporte de agua dulce procedente fundamentalmente de los ríos Tigris y Éufrates genera en los humedales de Mesopotamia numerosos cuerpos de agua relativamente pequeños, muy someros y generalmente efímeros. Los cuerpos de agua más profundos y permanentes tienen profundidades máximas de alrededor de 3 m (Aqrabi y Evans, 1994; Partow, 2001), y la profundidad del cuerpo de agua que históricamente ha tenido mayor extensión, el lago Hammar (Fig. 3.34A), no superaba los 2 m (Partow, 2001). La sedimentación en estos cuerpos de agua es mixta siliciclástico-carbonática con importantes variaciones dentro del sistema en función de la proximidad a las descargas fluviales o aluviales, llegando a ser la proporción de carbonato de entre el 60% y 80% en las partes centrales de los humedales, donde los cuerpos de agua están más alejados de estas descargas estando, además, rodeados por amplias zonas palustres que actúan como filtro de las partículas clásticas (Purser et al., 1982; Aqrabi, 1993; 1995; Aqrabi y Evans, 1994; Plaziat y Younis, 2005).

La hidroquímica de este sistema de humedales es también muy variable pues, aunque predominan los cuerpos de agua dulce, el clima árido actual de la zona hace que la evaporación sea muy intensa durante las estaciones cálidas, lo que produce que en los cuerpos de agua más someros aumente estacionalmente la salinidad, llegando a alcanzarse comúnmente condiciones salobres con salinidades de hasta el 20‰ (Purser et al., 1982; Aqrabi, 1995). De hecho, en los momentos en los que parte de los humedales se encuentra totalmente desecada, como en la actualidad, la salinidad puede alcanzar niveles que favorecen la precipitación de yeso (Aqrabi, 1993; 1995).

Si bien hoy en día el sistema de humedales de Mesopotamia se encuentra muy alejado del mar y su variabilidad hidroquímica está sólo controlada por los aportes fluviales-aluviales y por la evaporación, el bajo gradiente topográfico de esta parte septentrional de Mesopotamia facilita que incluso pequeños cambios en el nivel del mar relativo puedan producir una influencia marina en el sistema (Purser et al., 1982). La evolución de la línea de costa en Mesopotamia durante el Holoceno ha sido tradicionalmente una temática controvertida por sus implicaciones arqueológicas, ya que en los alrededores de este sistema de humedales fue donde surgió la cultura escrita hace más de 5.000 años, en el marco de la civilización sumeria (ver resúmenes de la controversia en Larsen, 1975; Macfayden y Vita-Finzi, 1978; Aqrabi, 1993). Sin embargo, hoy en día es ampliamente aceptado que el mar inundó durante el Holoceno la parte sur de la Mesopotamia actual, y que, en concreto, los humedales de Mesopotamia fueron una zona costera hasta tiempos históricos (Aqrabi, 1993; 2001; Plaziat y Younis, 2005; Heyvaert y Baeteman, 2007). Los factores que controlaron esta evolución reciente del nivel del mar relativo son las oscilaciones eustáticas y la tectónica compresiva, todavía activa en este sector del antepaís del cinturón de pliegues y cabalgamientos de los Zagros (Aqrabi, 1993; Heyvaert y Baeteman, 2007).

En la actualidad, la costa del Golfo Pérsico, alejada unos 150 km de los humedales de Mesopotamia, es una llanura de marea con sedimentación eminentemente carbonática (abundantes oncolitos y tapices

Figura 3.34: Evolución durante las últimas décadas de los humedales de Mesopotamia. Basado en Partow (2001). Imágenes del satélite Landsat de falso color compuestas por varias bandas de frecuencias. La vegetación aparece en tonos rojizos y el agua en tonos azules y negros. Ambas imágenes representan el mismo área, resaltado en la Fig. 3.33. **A:** Imagen compuesta por tomas parciales de febrero de 1973, febrero de 1975 y mayo de 1976. Nótese la disgregación en múltiples canales del río Tigris al alcanzar la zona de muy bajo gradiente topográfico de los humedales. El mayor cuerpo de agua de este sistema era el Lago Hammar, con extensión muy variable estacionalmente, composición salobre y una profundidad máxima de 2 m (ver explicación en el texto). **B:** Imagen compuesta por tomas de marzo y mayo de 2000. Nótese la enorme disminución de la extensión de los humedales de Mesopotamia y la práctica desaparición del Lago Hammar, sustituido por llanuras con precipitación de evaporitas.

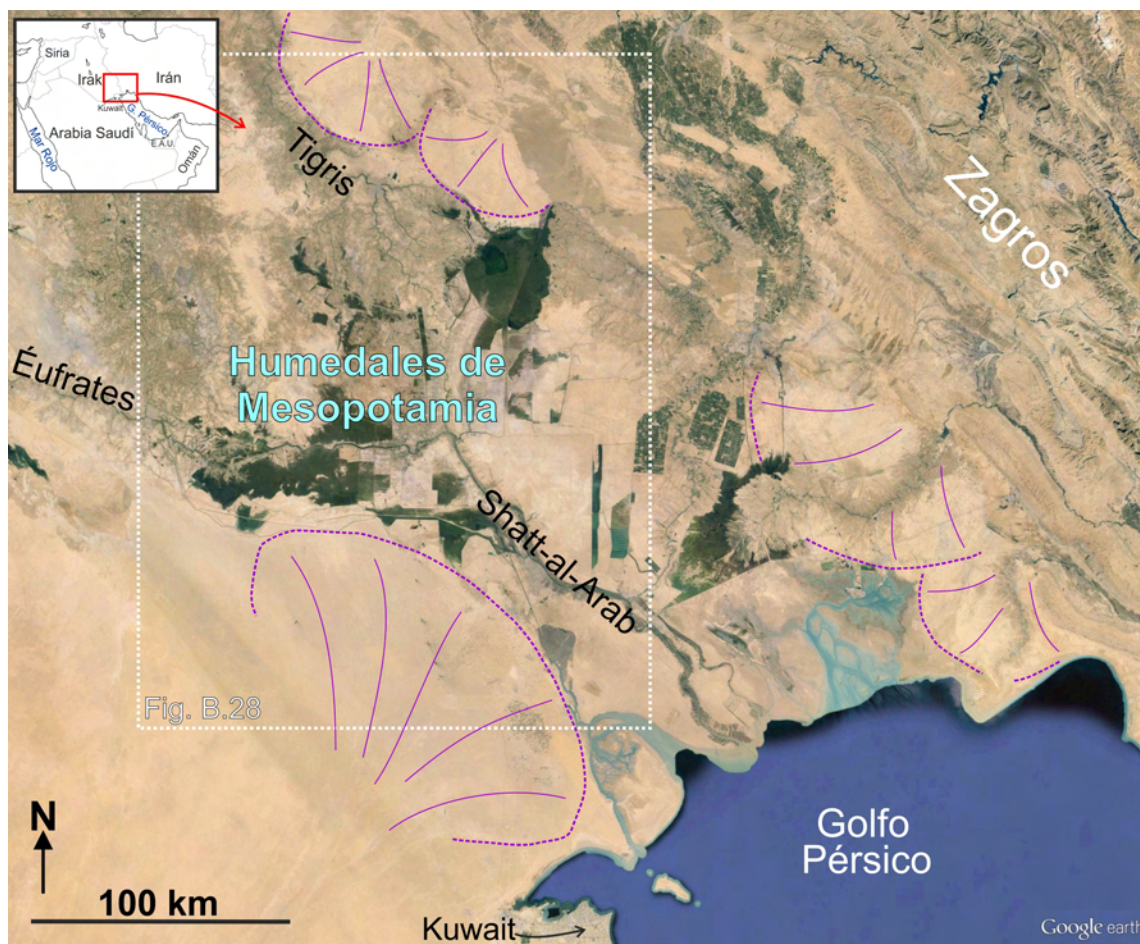
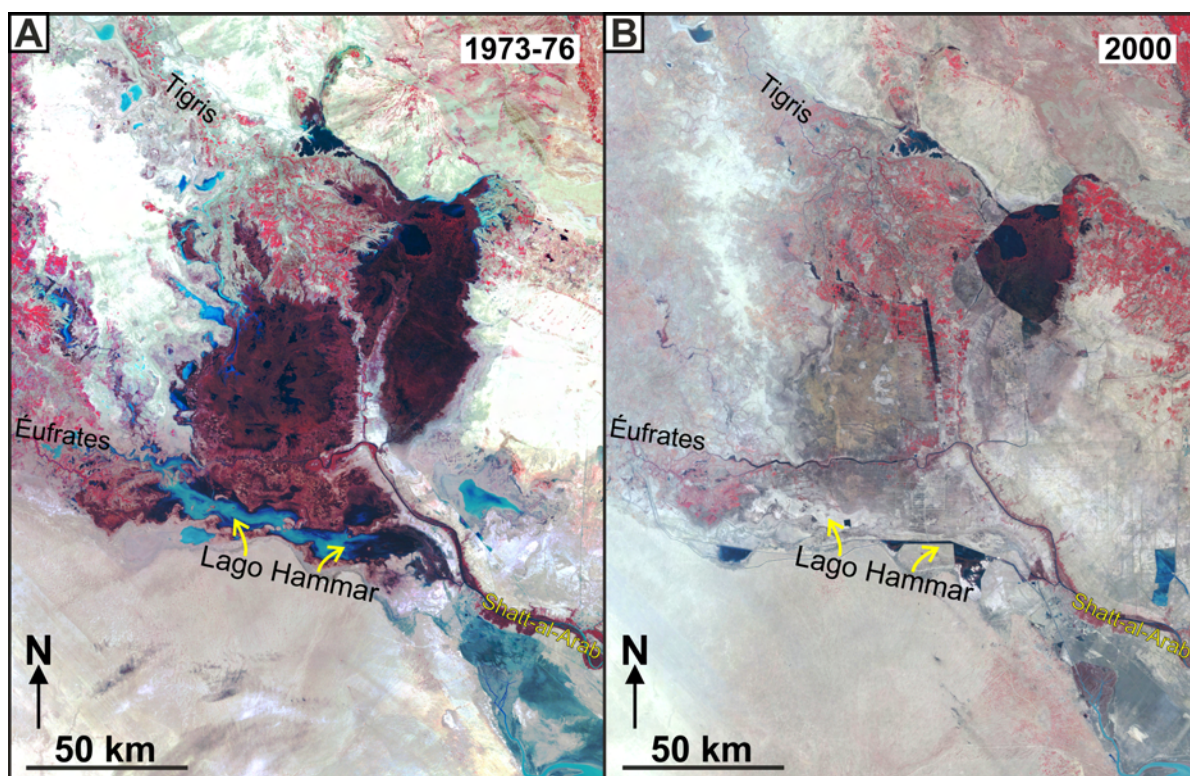


Figura 3.33: Imagen de satélite de Google Earth, obtenida en 2014, del contexto general de los humedales de Mesopotamia, drenados por los ríos Tigris y Éufrates. El río Shatt-al-Arab, formado por el agua procedente de los humedales, desemboca en la costa del Golfo Pérsico, que está dominada por sistemas de canales mareales (color azul claro). En color morado se han resaltado los principales abanicos aluviales laterales al sistema.



microbianos) y precipitación de evaporitas (Purser et al., 1982; Gunatilaka, 1986; Darmonoian y Lindqvist, 1988; Aqrabi, 1994). Esta llanura está dominada por el río Shatt-al-Arab, surgido de la unión del Tigris y del Éufrates (Fig. B.33). Debido a la baja pendiente de la zona, este río presenta una notable influencia de las mareas y de la salinidad aguas arriba, y una transición hidroquímica muy progresiva desde agua dulce a agua marina (Purser et al., 1982; Darmonoian y Lanqvist, 1988). De forma similar, los depósitos costeros del Holoceno encontrados bajo los humedales de Mesopotamia han sido interpretados como indicadores de influencia mareal (Aqrabi, 1995; 2001; Heyvaert y Baeteman, 2007).

En detalle, los aproximadamente 15 m de registro estratigráfico Holoceno (desde hace unos 10.000 años) del área de los humedales de Mesopotamia se han depositado sobre sedimentos anteriores de abanicos aluviales, y se dividen en seis episodios sedimentarios fundamentales: 1) sistemas fluviales y playa-lakes; 2) lagos y humedales transicionales; 3) sedimentación marina salobre; 4) humedales costeros; 5) *sabkhas* intermareales; y 6) el episodio actual de llanuras fluviales y humedales continentales (Aqrabi, 1995; 1997). De este registro cabe destacar por un lado que los episodios de sedimentación marina salobre están dominados por poblaciones prácticamente monoespecíficas de foraminíferos bentónicos y de ostrácodos, y por otro lado que todos los episodios sedimentarios muestran presencia de yeso en mayor o menor medida (Aqrabi, 1995), incluidos los episodios con mayor conexión con el mar y climas más húmedos (Aqrabi, 2001). Además, varias de las facies registradas son ricas en materia orgánica, asociada tanto a vegetación como al desarrollo de tapices microbianos (Aqrabi y Evans, 1994; Aqrabi, 1997).

El gran número de medios sedimentarios diferentes, tanto continentales como marinos, observados en tan sólo 15 m de registro en esta zona costera de bajo gradiente topográfico recuerda enormemente a la complejidad sedimentológica y paleoecológica de la Fm Leza, sugiriendo que el registro de esta unidad cretácica pudo haberse formado en un contexto en el que unas condiciones similares a las que producen la variabilidad ambiental holocena de los humedales de Mesopotamia se prolongaran en el tiempo a lo largo de escalas de cientos de miles o de millones de años. De hecho, la definición general que Aqrabi y Evans (1994) dan del paleoambiente de los humedales de Mesopotamia (“una amplia zona costera salobre, posiblemente confinada, bordeada por humedales costeros hacia el norte, hacia los ríos, y por *sabkhas* marginales hacia el oeste”, p. 772) puede aplicarse también al contexto general de la Fm Leza, en el sentido de que éste estuvo condicionado por un aporte marino, probablemente restringido, y por un aporte de agua dulce que, al menos en algunos momentos, estuvo localizado preferentemente en ciertas áreas, permitiendo la precipitación de evaporitas en otras (ver Fig. 12 del artículo incluido en este capítulo).

Por lo tanto, pese a que el contexto climático y tectónico general de los humedales de Mesopotamia difiere del de la Fm Leza, muchos aspectos de la sedimentación y de la evolución holocena de este sistema de humedales actuales parecen análogos a los del sistema deposicional de la Fm Leza, reforzando la interpretación de éste como un sistema de humedales costeros. En primer lugar, todo el sistema costero de humedales, llanuras de marea y *sabkhas* del sur de Mesopotamia se encuentra situado en la parte más proximal y con mayor influencia continental del Golfo Pérsico, un mar muy somero y alargado, tectónicamente controlado y con sedimentación eminentemente carbonática (Aqrabi, 1994), como fueron los mares epicontinentales en el contexto extensional del Cretácico Inferior de la Península Ibérica (ver capítulo 2). En segundo lugar, aunque en la actualidad sea un sistema continental, los humedales de Mesopotamia han sido durante gran parte del Holoceno humedales costeros con un aporte importante de agua dulce que no afectaba por igual a todas las áreas, permitiendo que en algunas la evaporación produjera precipitación de evaporitas. Este sistema de humedales costeros contuvo, pues, numerosos cuerpos de agua someros de condiciones muy variadas y separados por amplias zonas palustres, y estuvo sujeto a continuas variaciones en la sedimentación (tanto en el espacio, como en el tiempo) en función de los cambios en el nivel del mar, en el aporte de agua dulce, en la evolución tectónica y en los aportes de sedimento clástico por abanicos aluviales. Toda esta variabilidad produjo ecosistemas generalmente expuestos a situaciones de estrés ambiental, por lo que nunca llegaron a ser plenamente marinos, estando las zonas más distales del sistema caracterizadas por sedimentación carbonática influida por las mareas con abundantes oolitos y tapices microbianos.

3.5.4 - Otros análogos actuales

Ninguno de los tres ejemplos de humedales costeros actuales descritos en el apartado anterior supone un análogo perfecto para el sistema deposicional de la Fm Leza. La principal diferencia radica en el contexto geotectónico, que en el caso de la Fm Leza es un contexto extensional que controló directamente, mediante fallas, la distribución y la evolución del sistema de humedales costeros. Por esta razón, merece la pena considerar brevemente otros ejemplos de humedales costeros actuales que presenten control tectónico.

Uno de los sistemas costeros tectónicamente controlado más populares es la Bahía de San Francisco. Enmarcado en el contexto compresivo de la costa oeste de Norteamérica, este sistema está controlado por las grandes fallas en dirección (como la falla de San Andrés) que atraviesan el sistema con dirección NO-SE (Fig. 3.35; Barnard et al., 2013). Estas fallas condicionan la distribución de los humedales costeros del sistema, que alcanzaron una gran extensión (Fig. 3.35), aunque se han visto reducidos enormemente en el último siglo por la actividad antrópica (Atwater et al., 1979; Josselyn, 1983; Wells y Goman, 1995; Reed, 2002). La distribución de las aguas de las sucesivas bahías y estrechos está también condicionada por estas fallas, y la entrada de agua marina en el sistema está controlada por la influencia de las mareas, que llegan a penetrar más de 50 km tierra adentro (Fig. 3.35), alcanzando el amplio sistema de drenaje fluvio-lacustre que aporta agua dulce a la bahía: el denominado Delta de Sacramento-San Joaquín (Gartner, 1986; Ingebritsen et al., 2000; Mount y Twiss, 2005). Por lo tanto, el sistema costero de la Bahía de San Francisco puede ser un buen análogo del control tectónico por fallas de los humedales costeros de la Fm Leza, asociados a los depósitos más proximales del Gr Enciso, que supondrían el sistema de drenaje general de la Cuenca de Cameros (Fig. 3.14). Sin embargo, el contexto compresivo de la Bahía de San Francisco difiere del extensional que caracterizó la Cuenca de Cameros durante el Cretácico Inferior.

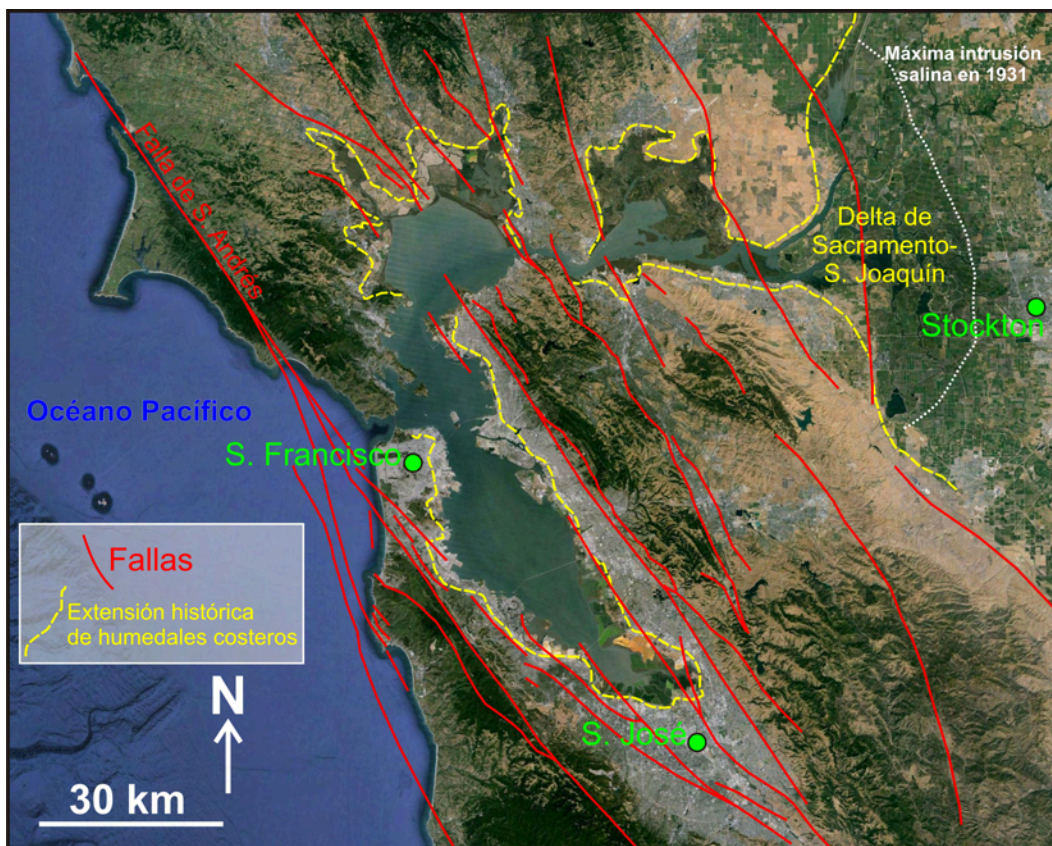


Figura 3.35: Imagen de satélite obtenida mediante Google Earth de la Bahía de San Francisco (California, EEUU) y de su sistema de drenaje, el denominado Delta de Sacramento-San Joaquín. Las líneas rojas muestran las fallas principales del sistema (tomadas de Sleeter et al., 2004; Barnard et al., 2013; Elder, 2013). Las líneas discontinuas amarillas marcan la máxima extensión que han tenido los humedales costeros de este sistema en tiempos históricos (según Josselyn, 1983; Wells y Goman, 1995). Nótese el control que ejercen las fallas en la distribución de los humedales costeros. La línea punteada blanca indica el límite aproximado de la máxima intrusión de agua salina registrada, que corresponde al año 1931 (California Department of Water Resources, 1995).

Un ejemplo de sistemas costeros actuales controlados por tectónica extensional puede encontrarse en Grecia, que, pese a enmarcarse en el marco regional compresivo de la colisión entre la placa Africana y la placa Euroasiática, incluye regiones que localmente presentan un régimen extensional, como el Golfo de Corinto y el Golfo de Eubea (Roberts y Jackson, 1991; Gawthorpe et al., 1994; Cundy et al., 2000; Gawthorpe y Leeder, 2000; Leeder et al., 2002; Hemelsdaël y Ford, en prensa). Estos dos golfos son brazos de mar alargados que penetran tierra adentro a favor de fallas normales que delimitan aproximadamente las líneas de costa (Fig. 3.36; Gawthorpe et al., 1994). En ambos golfos, en los bloques de muro de estas fallas, situados hacia el mar, suelen encontrarse llanuras costeras en las que se desarrollan *lagunes* y humedales costeros cuya extensión está limitada por las fallas y que están asociados lateralmente a abanicos aluviales, formados por la erosión del bloque de techo (Gawthorpe et al., 1994; Cundy et al., 2000). Por lo tanto, pese a tratarse de un contexto compresivo a gran escala, estas pequeñas fallas normales que limitan sistemas de humedales costeros asociados a abanicos aluviales de los golfos de Corinto y Eubea pueden ser buenos análogos actuales de los humedales costeros limitados por fallas normales de la Fm Leza.

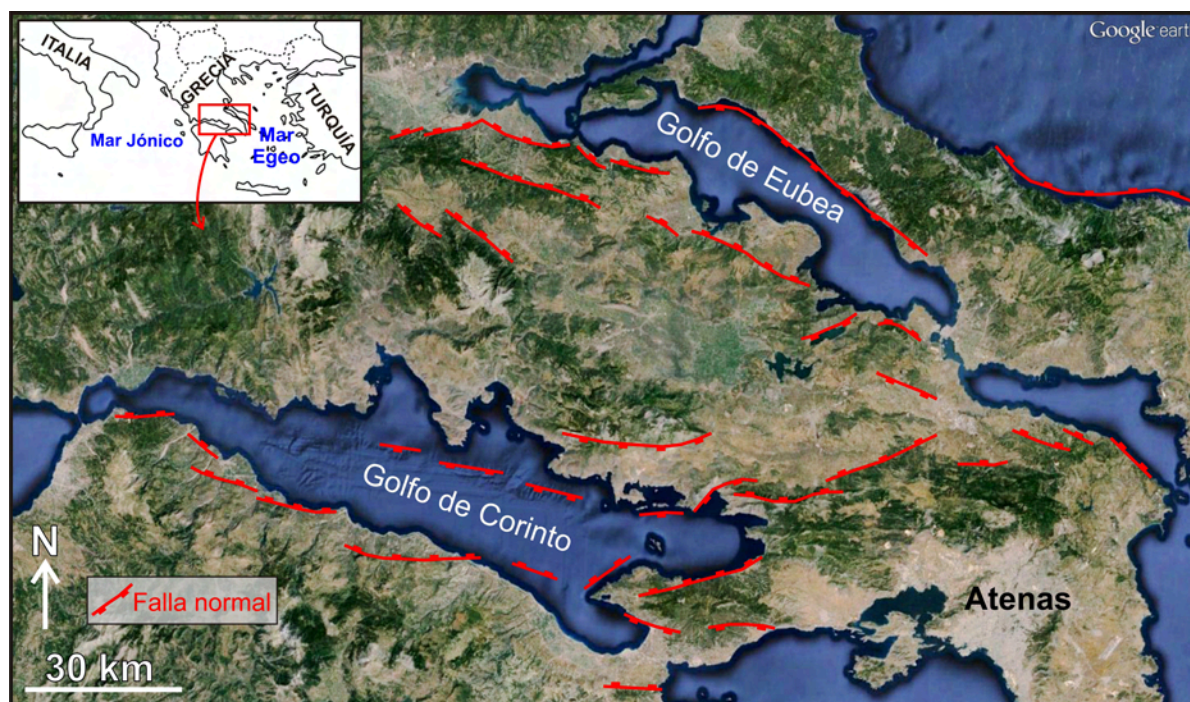


Figura 3.36: Imagen de satélite tomada de Google Earth de la región central de Grecia en la que se muestran las fallas normales (basadas en Roberts y Jackson, 1991) que han dado lugar a los entrantes marinos del Golfo de Corinto y del Golfo de Eubea. En el bloque de muro de muchas de las fallas próximas a la costa se desarrollan llanuras costeras con *lagunes* y humedales costeros, asociados a abanicos aluviales procedentes de la erosión del bloque de techo de las fallas (p.ej. Cundy et al., 2000).

Los sistemas costeros o marinos desarrollados en contextos puramente extensionales han sido denominados de forma general “*coastal/marine rift basin gulfs*” por Gawthorpe y Leeder (2000). En la actualidad, el Mar Rojo, el Golfo de Suez y el Golfo de Adén son los principales representantes de esta categoría (Fig. 3.37; Purser y Bosence, 1998). Sin embargo, estos sistemas extensionales se encuentran en estadios relativamente avanzados de su evolución, siendo ya cuencas oceánicas, por lo que, aunque puedan encontrarse en sus zonas marginales depósitos recientes de humedales costeros, éstos no presentan un control directo de fallas normales locales (p.ej. Plaziat et al., 1998a). Gawthorpe y Leeder (2000) señalan que existe escasa información sobre el control tectónico de depósitos costeros durante las fases de extensión iniciales en este tipo de sistemas, debido a que no hay muchos ejemplos en la actualidad. La depresión de Afar, en el extremo NE del sistema extensional del Rift Africano (Fig. 3.37), supone la conexión de esta cuenca con el medio marino, sin embargo, la influencia marina en la sedimentación de esta zona es muy limitada en la actualidad, aunque fue mayor en otras etapas del Cuaternario con niveles eustáticos más altos (Gasse y Street, 1978). Así pues, la principal fuente de información sobre el control tectónico



Figura 3.37: Imagen e satélite obtenida mediante Google Maps en la que se observan las principales cuencas extensionales costeras/marinas de la actualidad (“coastal/marine rift basin gulfs” de Gawthorpe y Leeder, 2000): Golfo de Suez, Mar Rojo y Golfo de Adén. La Depresión de Afar es el límite nororiental, más próximo a la costa, de la cuenca extensional continental del Rift Africano, aunque la influencia marina en esta zona es muy limitada hoy en día, fue mayor durante periodos del Cuaternario con niveles del mar más altos (Gasse y Street, 1978).

en la sedimentación de cuencas extensionales costeras se obtiene a partir de depósitos antiguos de cuencas más evolucionadas como el Golfo de Suez y el Mar Rojo (p.ej. Cross et al., 1998; Plaziat et al., 1998b; Ravnås y Steel, 1998; Gawthorpe y Leeder, 2000; Sharp et al., 2000; Bosence, 2012; Khalil y McClay, 2012). Los primeros estadios evolutivos de estas cuencas extensionales próximas al mar presentan aspectos muy similares a los observados en la Fm Leza, pues suelen caracterizarse por la presencia de pequeñas cubetas tectónicas parcialmente conectadas entre sí, en las que se da una estrecha interrelación de medios continentales, costeros y marinos someros, cuya evolución está controlada tanto por la tectónica como por el eustatismo (p.ej. Gawthorpe et al., 1997; Cross et al., 1998; Gawthorpe y Leeder, 2000), y en las que el papel de las corrientes mareales puede ser muy relevante, al verse amplificadas por la morfología tectónicamente compartimentalizada del sistema (p.ej. Ravnås y Steel, 1998; Gawthorpe y Leeder, 2000).

3.6 - CONCLUSIONES PARCIALES DEL CAPÍTULO

- La Fm Leza contiene una gran cantidad de facies con características litológicas y paleontológicas muy diferentes. Estas facies cambian lateral y verticalmente de forma rápida entre sí, lo que indica una gran variabilidad ambiental en el sistema deposicional original.

- Este sistema deposicional estuvo localizado en un contexto costero sometido a influencia de agua dulce y de agua marina. Ninguno de los modelos sedimentológicos clásicos de sistemas costeros (p.ej., delta, estuario, *lagoon*, lago costero, *sabkha*, llanura mareal) se ajusta exactamente a lo observado en los depósitos de la Fm Leza.

- La variedad de estos depósitos indica que el sistema deposicional de la Fm Leza estuvo formado por: 1) abanicos aluviales; 2) zonas vegetadas asociadas a los abanicos aluviales; 3) cuerpos de agua dulce con influencia clástica variable procedente de los abanicos aluviales; 4) canales oncolíticos; 5) cuerpos de agua salobre; 6) cuerpos de agua con influencia marina moderada que permitían el desarrollo de algas dasycladales; 7) cuerpos de agua que podían presentar variaciones composicionales relativamente rápidas entre condiciones de agua dulce y de influencia marina; 8) cuerpos de agua con una mayor influencia marina en los que se desarrollaban poblaciones de miliólidos y ostrácodos con muy baja diversidad; 9) cuerpos de agua con influencia de corrientes mareales y también con desarrollo de miliólidos y ostrácodos; 10) zonas relativamente restringidas con precipitación de sulfatos evaporíticos; 11) amplias áreas vegetadas rodeando los cuerpos de agua y separando unos de otros.

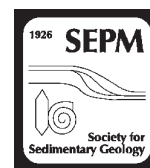
- Tras tener en cuenta una gran cantidad de clasificaciones de sistemas costeros, se considera que el término más adecuado para clasificar sedimentológica y paleoecológicamente los depósitos de la Fm Leza es el de “humedales costeros”. La variabilidad intrínseca de estos sistemas y la diversidad de ambientes que pueden llegar a contener concuerdan con lo interpretado a partir del registro sedimentario de esta unidad.

- Por lo tanto, el sistema deposicional de la Fm Leza fue un sistema complejo de humedales localizado en una llanura costera tectónicamente activa debido al contexto extensional de la Cuenca de Cameros. Los principales controles de este sistema fueron: 1) la tectónica, que generó espacio de acomodación y que produjo el desarrollo de abanicos aluviales; 2) el aporte de agua dulce, procedente del amplio sistema de drenaje de la Cuenca de Cameros y localmente también de los abanicos aluviales; y 3) el eustatismo, que también generó espacio de acomodación (por el contexto generalizado de subida de nivel del mar) y que produjo el aumento de influencia marina hacia techo de la unidad.

- Dentro de la gran variedad de sistemas de humedales costeros actuales, tres son los que presentan características más similares a las interpretadas para el sistema deposicional de la Fm Leza. 1) Los Everglades de Florida (EEUU), en cuyo extremo más distal la influencia marina penetra tierra adentro generando numerosos cuerpos de agua someros con diversas salinidades y en los que precipita carbonato influido en gran medida por procesos microbianos. 2) La Camarga (SE de Francia), donde la doble influencia de agua dulce y de agua marina genera una gran variabilidad de salinidades, tanto en el tiempo como en el espacio, lo que se refleja en notables diferencias ecológicas entre los diferentes cuerpos de agua o incluso en la evolución ecológica temporal de un mismo cuerpo de agua. 3) Los Humedales de Mesopotamia (SE de Irak y O de Irán), cuya evolución Holocena muestra una estrecha interrelación entre: el aporte de agua dulce y de material clástico; la influencia de abanicos aluviales tectónicamente controlados; la precipitación de carbonato en los humedales; diversos grados de influencia marina en función de las variaciones eustáticas y de la evolución del sistema; la influencia mareal en las partes más distales; y la precipitación de evaporitas.

- El término “humedales costeros” no es muy utilizado para la clasificación sedimentológica de depósitos antiguos. Tras una revisión bibliográfica detallada de sistemas de humedales costeros actuales y de depósitos costeros similares a los de la Fm Leza, se proponen una serie de características sedimentológicas y paleoecológicas generales que pueden ser utilizadas para identificar y caracterizar en el registro geológico los depósitos de humedales costeros como sistemas deposicionales independientes, no necesariamente asociados a otros sistemas costeros como deltas o estuarios.

- Basándose en estas características generales, se propone que el término “humedales costeros” puede ser muy útil para la clasificación sedimentológica de unidades costeras complejas, cuyas características no concuerden exactamente con los modelos clásicos de sistemas costeros. Además, el término “humedales costeros” puede aplicarse también a partes concretas de estos modelos (p.ej., partes de la llanura deltaica o de una llanura de marea).



SEDIMENTOLOGY OF ANCIENT COASTAL WETLANDS: INSIGHTS FROM A CRETACEOUS MULTIFACETED DEPOSITIONAL SYSTEM

PABLO SUAREZ-GONZALEZ,^{1,2} I. EMMA QUIJADA,^{1,2} M. ISABEL BENITO,^{1,2} AND RAMÓN MAS^{1,2}

¹Departamento de Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid, Cl José Antonio Novais 12, 28040 Madrid, Spain

²Instituto de Geociencias IGEO (CSIC, UCM), Cl José Antonio Novais 12, 28040 Madrid, Spain

e-mail: pablosuarez@geo.ucm.es

ABSTRACT: Coastal wetlands are prominent modern environments widely studied in geomorphology and ecology, but the term “coastal wetland” is still barely used for the sedimentological classification of ancient deposits. The depositional system studied here (Leza Formation, Cameros Basin, Early Cretaceous, N Spain) includes diverse carbonate and clastic facies deposited at the sea–land transition, and is an illustrative example of the wide array of sedimentary environments that may occur in coastal wetlands systems. The studied system was composed mainly of carbonate water bodies whose salinity ranged from fresh to brackish and near-marine, and which had variable input of clastic material due to their lateral connection with alluvial fans. In addition, the system also included carbonate water bodies with stronger marine influence, tide-influenced oolitic areas, and relatively restricted evaporative settings. The deposits of all these environments occur alternating with each other throughout a unit 30–280 m thick, and they range from continental to marine conditions in a relatively small area (approximately 10 km × 30 km). Thus, this sedimentological study of the Leza Fm provides an ideal opportunity to investigate challenging ancient deposits with both continental and marine features. Comparison with other modern and ancient coastal settings allows the conclusion that “coastal wetland” may be the most accurate sedimentological classification for the Leza Fm, since it was not part of a major coastal system (e.g., delta or estuary). A series of general sedimentological characteristics of coastal wetland deposits are gathered from the Cretaceous case study and from the modern and ancient examples examined. These characteristics include: predominance of shallow-water facies; common subaerial exposure and edaphic features; great variety of interrelated continental, transitional, and marine environments with contrasting hydrodynamic and hydrochemical conditions; and low-diversity biotic communities, including both continental and marine fossils, as well as fossils of ambiguous affinities.

INTRODUCTION

Ancient coastal deposits are often sedimentologically challenging, since they show contrasting features of marine and continental affinities together with features of unclear or ambiguous affinity (e.g., Plint 1984; Tibert and Scott 1999; Azerêdo et al. 2002a; Arp and Mennerich 2008; Bennett et al. 2012). Even in modern settings, coastal zones are hard to define and delimit because their boundaries are typically transitional, including any environment from the landward limit of marine influence to the seaward limit of terrestrial influence (Carter 1988; Haslett 2000).

Coastal wetlands have been defined as systems located in coastal zones, which are partly inundated and partly emerged due to a fluctuating water table located at or near the surface, and in which the sea has a certain degree of hydrologic control (Ramsar Convention 2002; Mendelsohn and Batzer 2006; Baldwin et al. 2009; Wolanski et al. 2009). These systems are prone to include a wide spectrum of environments with contrasting hydrology, salinity, biota, and sedimentation (e.g., Frey and Basan 1978; Britton and Podlejski 1981; Wolanski et al. 2009). Furthermore, coastal wetlands may either occur as part of broader systems (e.g., deltas or estuaries), or as individual systems themselves (Ramsar Convention 2002; Perillo et al. 2009), and they may display variable patterns of sedimentation related to hydrological, chemical, and biological variations (Frey and Basan 1978; Baldwin et al. 2009; Wolanski et al. 2009;

Davidson-Arnott 2010). However, the term “coastal wetland” is still rarely used in sedimentological studies of ancient deposits (see exceptions on Lacovara et al. 2003 and Greb and DiMichele 2006). Gastaldo et al. (2006) argued that unequivocal examples of coastal wetlands (coastal marshes, in particular) are rare in the stratigraphic record due to their poor preservation potential. They also noted that ancient examples might be difficult to recognize due to the subtlety of some of their characteristic features. Nonetheless, in this article we consider that “coastal wetlands” may be a very useful term for the general classification of some ancient transitional deposits that do not entirely fit within the definitions of archetypal coastal depositional systems (e.g., deltas, estuaries, tidal flats, sabkhas, lagoon–barrier systems).

Such is the case of the Leza Formation (Early Cretaceous, N Spain), a mixed carbonate–clastic unit deposited at the tectonically active margin of a rift basin, which records a remarkable variety of interrelated sedimentary environments (from alluvial fans to hypersaline settings, including fresh water bodies and tide-influenced areas) at the transition between land and sea. Therefore, the sedimentological study of the Leza Fm presented in this work provides an ideal opportunity to analyze the complex array of sedimentary environments that may characterize coastal wetlands, and to study the not commonly observed association of these systems with alluvial fans. This work also aims to compare the

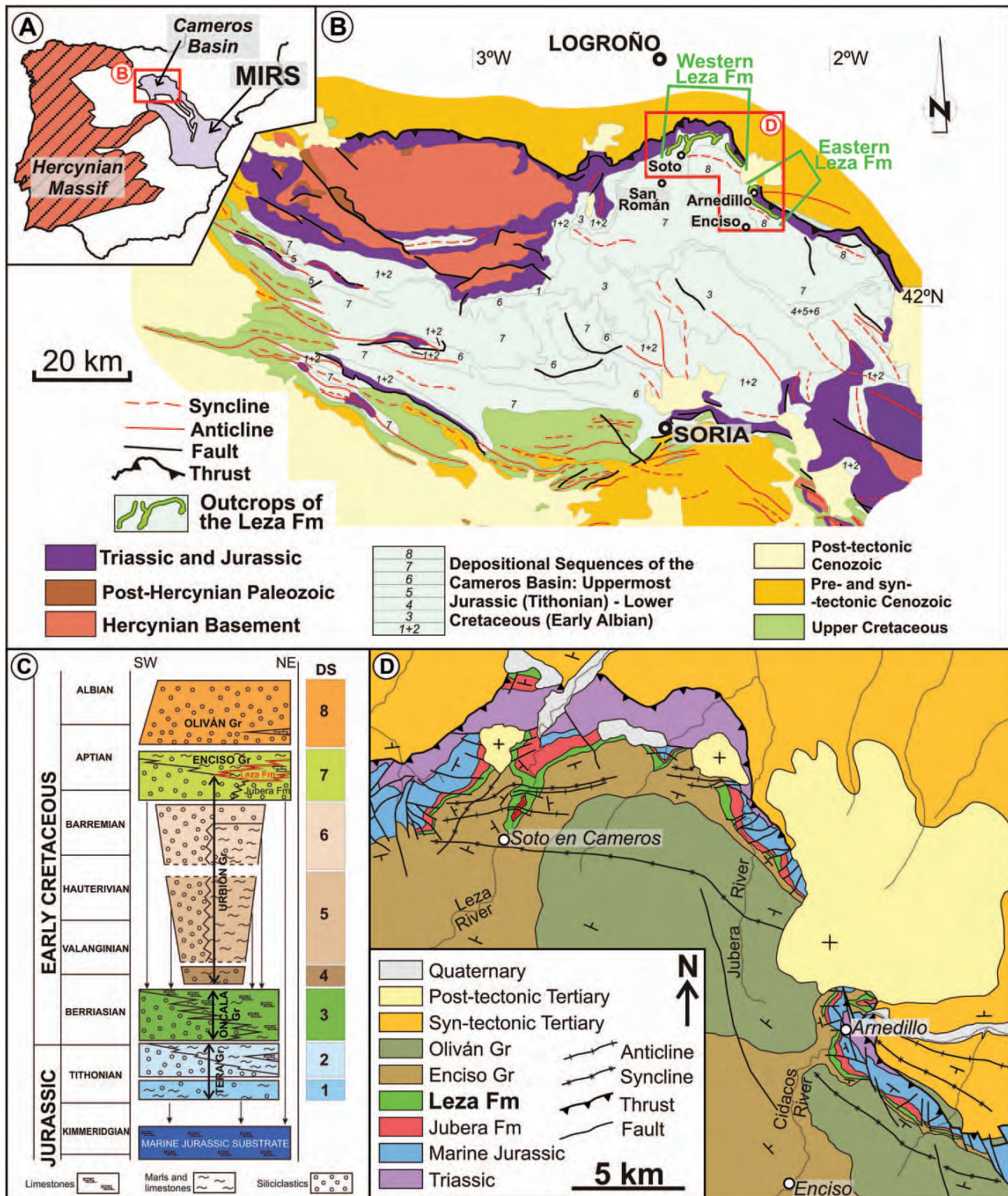


FIG. 1.—Geological setting of the Leza Formation. A) Map of the Iberian Peninsula, showing the pre-Mesozoic Hercynian Massif and the Mesozoic Iberian Rift System (MIRS). Red square marks the location of the Cameros Basin. B) Geological map of the Cameros Basin showing the location of the Leza Fm eastern and western outcrops (see Figs. 1D, 3 for details). C) Chronostratigraphic chart of the eight depositional sequences (DS) of the eastern Cameros Basin sedimentary infill, modified after Mas et al. (2011). The Leza Fm (highlighted in red) is part of DS7, late Barremian–early Aptian in age. D) Geological map of the northernmost margin of the Cameros Basin. Note tectonic control and individualization of outcrops of the Juberá Fm and the Leza Fm, deposited on top of the Marine Jurassic substrate of the basin.



FIG. 2.—Panoramic view of the northern margin of the Cameros Basin at the Leza River valley showing the main units that crop out throughout this margin (Fig. 1D). Red conglomerates, sandstones, and shales of the Jubera Fm overlie the marine Jurassic substrate of the basin. The mixed carbonate–clastic Leza Fm overlies and changes laterally to the Jubera Fm. In turn, the Leza Fm changes laterally, towards the south, to the overlying Enciso Group (see text and Suarez-Gonzalez et al. 2013 for further detail).

sedimentology of the Cretaceous example with modern analogues of coastal wetlands and with other examples of ancient coastal deposits, in order to outline the general sedimentological features that may define ancient coastal wetland deposits, and which may provide clues to further characterization of these multifaceted systems in the geological record.

GEOLOGIC SETTING

The Cameros Basin (N Spain, Fig. 1) is the northernmost basin of the Mesozoic Iberian Rift System (Fig. 1A). It is a latest Jurassic–Early Cretaceous intraplate rift basin with up to 6500 m of sediments deposited on top of a Triassic–Jurassic substrate (Fig. 1B, C; Mas et al. 2011; Omodeo Salè et al. 2014). The sedimentary infill of the basin includes continental and transitional deposits (Mas et al. 2011; Quijada et al. 2013, in press; Suarez-Gonzalez et al. 2013) and, in general, shows a trend from proximal facies located on the W and SW, towards distal facies on the E and NE (Fig. 1C; Mas et al. 2011). The Leza Formation is a mixed carbonate–clastic unit, upper Barremian–lower Aptian in age, located at the northernmost margin of the basin (Fig. 1C, D). During this period, the SW Cameros Basin was dominated by fluvial deposits (Urbión Group, Fig. 1C) which graded towards the NE to mixed siliciclastic–carbonate fluvio-lacustrine deposits (Enciso Gr, Fig. 1C; Mas et al. 1993, 2011), renowned for their abundance of dinosaur footprints (e.g., Moratalla and Hernán 2010, and references therein). Towards the NE margin of the basin, the Enciso Group changes laterally to the Leza Fm (Fig. 1C), which was deposited in a series of small individual tectonic depressions, formed by faulting of the Jurassic substrate of the basin (Figs. 1D, 2; Alonso and Mas 1993; Suarez-Gonzalez et al. 2013). Two units were deposited in these tectonic depressions: the Jubera Fm and the Leza Fm (Figs. 1D, 2; Alonso and Mas 1993; Suarez-Gonzalez et al. 2013). The siliciclastic Jubera Fm is interpreted as alluvial-fan deposits related to the erosion of the faulted substrate (Alonso and Mas 1993; Mas et al. 2011). The Leza Fm, predominantly formed by carbonates with a variable content of clastic facies, overlies and changes laterally to the Jubera Fm (Figs. 1D, 2). This unit includes evidence of marine influence (Guiraud 1983; Alonso and Mas 1993), which is currently regarded as stronger than previously considered (Suarez-Gonzalez et al. 2013, in press). Tectonic activity caused significant variations in the thickness (from 20 to 280 m) and distribution of facies in each tectonic depression of the Leza Fm (Figs. 3, 4). This, together with the lack of biostratigraphically relevant fossils, makes accurate correlation between all the stratigraphic sections difficult. The only general trend observed throughout the Leza Fm is the upwards increase in marine influence, which has been related to the widespread early Aptian sea-level rise, and

which can be used as a tentative correlation tool (see figures 6 and 13 of Suarez-Gonzalez et al. 2013).

METHODS

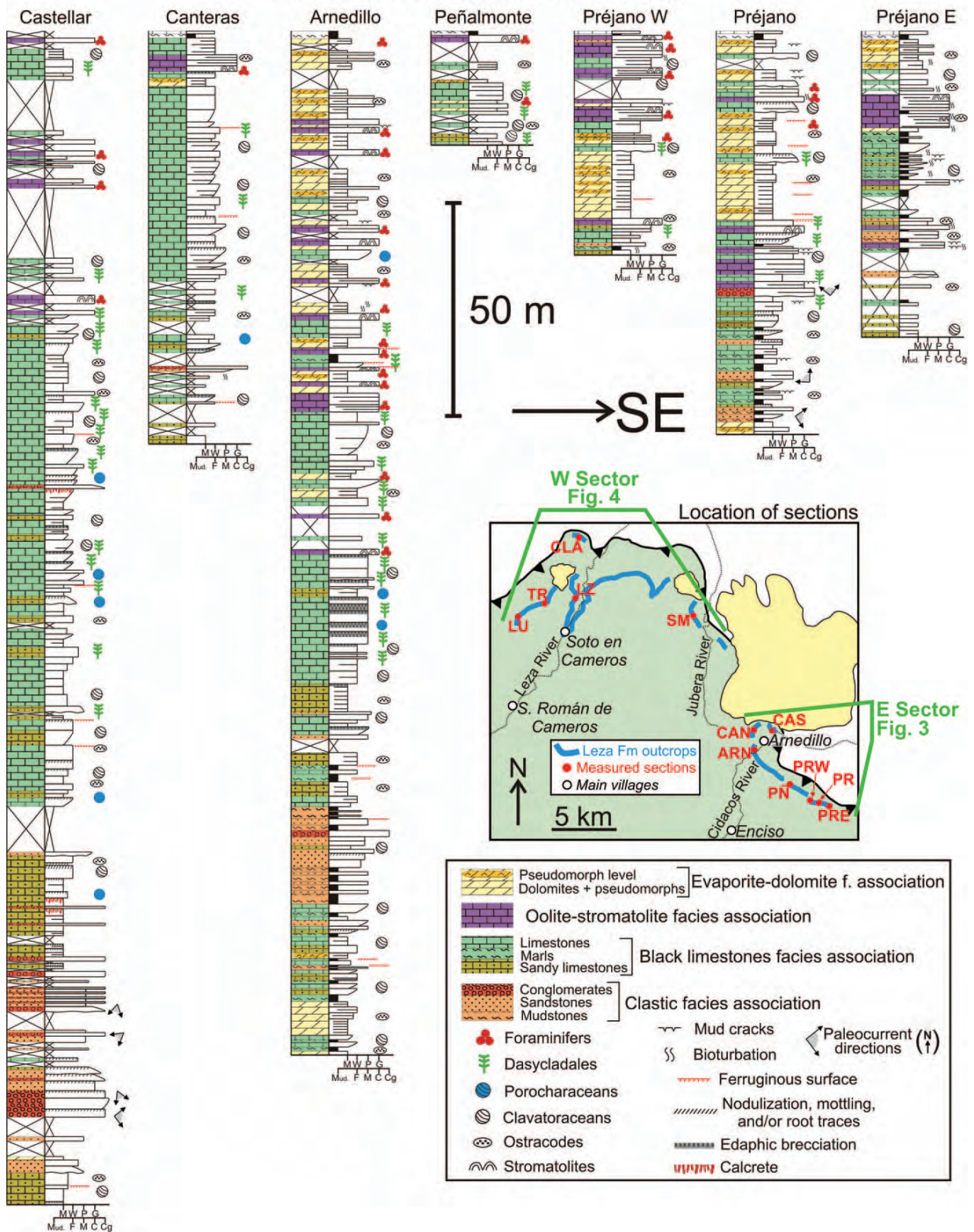
In order to accurately characterize the general depositional system of the Leza Fm, a detailed facies analysis was conducted using 12 complete stratigraphic sections which cover all the main outcrops of the unit (Fig. 3). Sections were measured with a decimeter resolution and logged at 1:100 scale. Figures 3 and 4 show synthetic logs of the sections. More than 750 samples were collected, and a thin section was prepared from each sample for petrographic analysis. Thin sections are 30 µm thick, polished and uncovered, and they were partially stained with Alizarin Red S and potassium ferricyanide (Dickson 1966) for accurate distinction between calcite and dolomite.

Following standard facies-analysis methodology (e.g., Collinson 1969), the Leza Fm deposits are here described and classified using a series of facies, understanding the term *facies* as all the lithological and paleontological characteristics of a sedimentary rock (*sensu* Teichert 1958), observed both macroscopically and microscopically. *Facies associations* are considered as “groups of facies genetically related to one another” (Collinson 1969, p. 207). *Sequences* of facies have been described following the original definition of “lithologic sequence” of Lombard (1956, p. 451): “a series of at least two lithologic elements forming a natural succession without relevant interruptions other than the stratification planes”. When facies of an association are interbedded with each other but do not show such a repeated characteristic sequence, they are described as showing a *random distribution*. The description of carbonate facies is based on their depositional texture, following the classification of Dunham (1962). However, for microbial carbonates, the terminology of Riding (2011) has been used, instead of the general term *boundstone* of Dunham (1962), for a more precise characterization of this type of facies. For this article, a letter code was created for each carbonate facies (Table 1). The classification and codes of clastic facies (Table 1) are based mainly on the classification originally proposed by Miall (1977), but using modifications by Waresback and Turbeville (1990), Horton and Schmitt (1996), and on our own terminology for facies not totally equivalent to the ones defined by these authors.

SEDIMENTOLOGY OF THE LEZA FORMATION

Facies distinguished in the Leza Fm deposits are summarized in Table 1. Some facies show unchanging features throughout the unit, but other facies have a particular geographic distribution or show relevant variations through space (between stratigraphic sections) and time

EASTERN SECTOR OF THE LEZA FM



(vertical variations through the sections). In general, the facies show differences between the eastern sector (Fig. 3) and the western sector of the unit (Fig. 4).

Black Limestones Facies Association

Description.—This association (Figs. 5, 6) includes the most abundant facies of the Leza Fm: *black limestones* (*bMW* and *bWP*), *sandy black limestones* (*SL*), *oncoid-rich limestones* (*OL*), and *marls* (*M*). Facies of this association typically have black color in fresh cut, as well as a fetid smell.

Two black limestone facies are distinguished (Fig. 5): a) *black mudstone-wackestones* (*bMW*) of ostracodes and less common charophytes and vertebrate remains; b) *black wackestone-packstones* (*bWP*) of ostracodes, charophytes, dasycladales, gastropods, oncoids, black pebbles, fragments of microbial colonies, and vertebrate remains. Locally, thin beds with grainstone texture and wave and current ripples are also observed. These facies are very common both in the eastern and western sector of the unit (Figs. 3, 4). They occur as beds 0.1–2 m thick, with flat tops and bases, which are commonly arranged in thickening-upwards sequences, 1–4 m thick (Fig. 5A–C), which are laterally continuous for several hundreds of meters. Mudstone-wackestone facies typically occur at the lower part of the sequences, whereas wackestone-packstone facies are common at the upper part (Fig. 5A, B). The top surfaces of sequences typically show desiccation cracks, ferruginous surfaces, dinosaur footprints, small (~ 5 mm wide) vertical burrows, root traces, and nodular and brecciated horizons (up to 1 m thick) with gray-ochre mottling (Fig. 5D, E).

Black limestones (*bMW* and *bWP*) include a variety of fossil remains, both of continental (charophytes, Fig. 5F, G) and marine (dasycladales, Fig. 5H) affinities. Ostracodes are the most abundant fossils. Charophytes include clavatoracean-rich assemblages (Fig. 5G) and porocharacean-rich assemblages (Carles Martín-Closas, personal communication; Fig. 5F). Dasycladales are abundant but belong to a single species, *Salpingoporella urladanasi* (Marc Conrad, Nicolaos Carras, and Ioan Bucur, personal communication; Fig. 5H), and occur at the middle and upper parts of stratigraphic sections (Figs. 3, 4). *S. urladanasi* is a Barremian–Albian alga from the northern Tethys, commonly found in restricted marine facies, associated with foraminifers, ostracodes, and charophytes (Carras et al. 2006). Vertebrate remains are also varied in these facies (Pereda-Suberbiola et al. 2012). Furthermore, microbial carbonates are common components of the black limestones: in addition to oncoids (described in detail in the next paragraph), fragments of filamentous microbial colonies occur in the lower part of some of the studied stratigraphic sections, and thrombolites (*sensu* Riding 2011) have been observed in the upper part of the Leza River section associated with dasyclad-rich levels (Fig. 4).

Oncoids are one of the main components of the black limestone facies association. In fact, they commonly occur in rock-forming abundance, creating *oncoid-rich limestones* (*OL*) with packstone–grainstone textures (Figs. 5, 6E), which occur both in eastern and western outcrops of the unit. Beds of this facies are up to 2 m thick, and typically show irregular bases (Fig. 6A, C). Some beds show cross-bedding formed by sets < 30 cm thick (Fig. 6D). Oncoids are subspherical to ellipsoidal, and

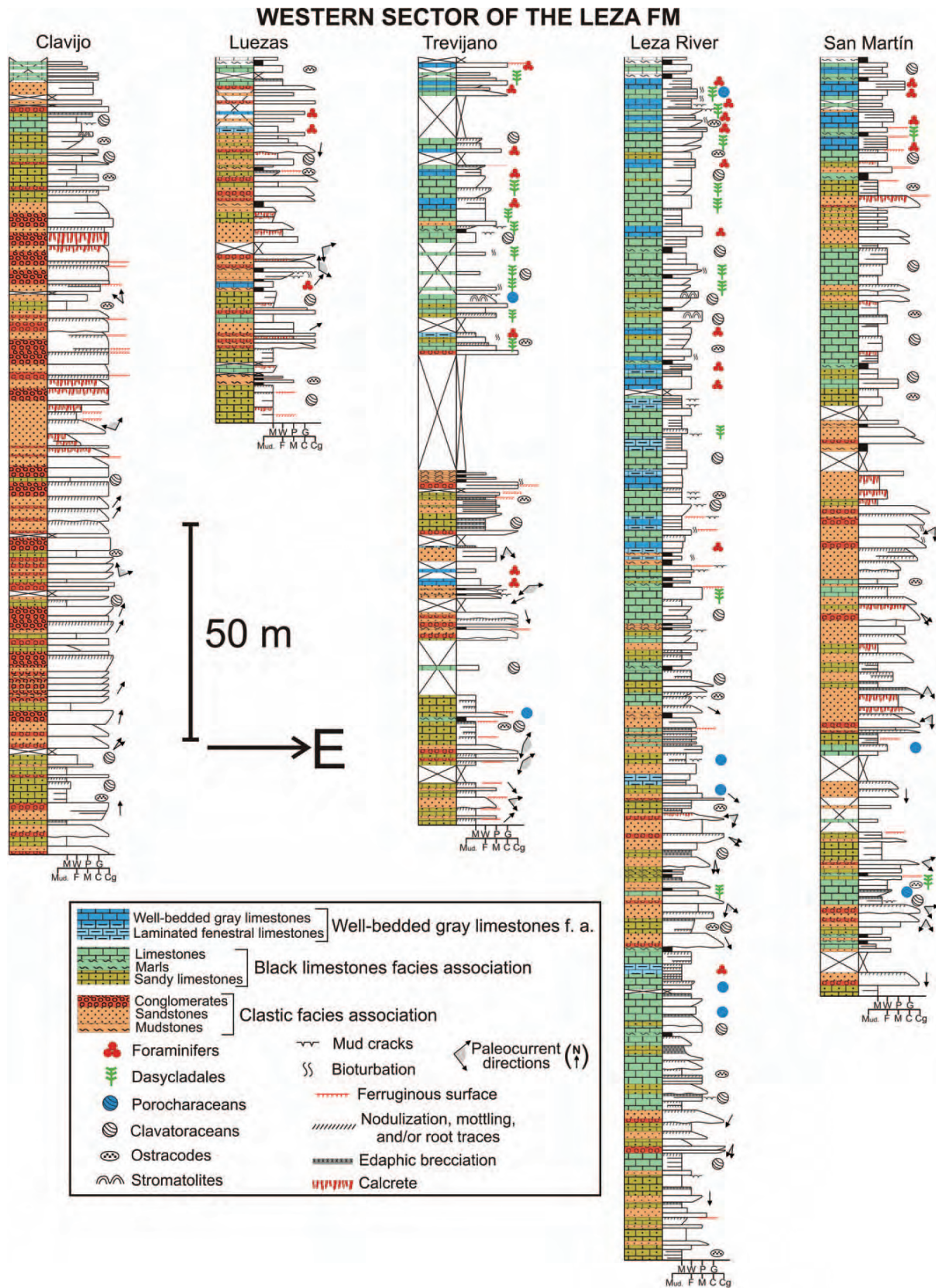
typically smaller than 4 cm in diameter (Fig. 6E), although larger oncoids, up to 15 cm in diameter, are observed. Oncoid-rich limestones also contain abundant bioclasts, mainly ostracodes, charophytes, and gastropods and less abundant dasycladales, with variable amounts of clastic material (quartz grains and Jurassic lithoclasts).

Facies of this association can be very rich in clastic material, especially in the lower half of the Leza Fm (Figs. 3, 4). When clastics dominate (mainly quartz grains and Jurassic lithoclasts), a different facies can be distinguished: *sandy black limestones* (*SL*). Sandy black limestones have the same general features as black limestones (see description above) and also occur as thickening-upwards sequences formed by beds 0.1–2 m thick (Fig. 5A). In addition, sandy black limestones are locally observed as thin layers (< 10 cm thick) with irregular bases within beds of the black limestones facies (Fig. 5A). Sandy black limestones typically alternate with the clastic facies association (described below), especially in outcrops from the western sector (Fig. 4). In the lower half of the western sections, some sequences are composed of laterally continuous levels of sandy black limestones, 10–30 cm thick, interbedded with silty sandstones (*sS*, described below), 1–15 cm thick (Fig. 6B, F, G). In these cases, sandy black limestones contain very abundant vertical irregular structures (up to 1 cm wide and 15 cm long) with acute lower endings, which locally show branching, and which are filled by silty sandstones of the overlying bed (Fig. 6G). These features suggest their origin as root traces (cf. Klappa 1980). Locally, in the upper part of some sections from the western sector (Fig. 4) sandy black limestones occur associated with skeletal stromatolites (*sensu* Riding 1977), which are stratiform, domal, or columnar, and are microscopically composed of well-preserved cyanobacterial filaments (Suarez-Gonzalez et al. in press).

Marls (*M*) occur mostly at the lower half of the studied sections (Figs. 3, 4). They have black-gray colors and flaky outcrop appearance, and they occur as tabular beds up to 1 m thick, which, locally, contain levels with desiccation cracks or gray carbonate nodules (Fig. 5A). Marl beds alternate with black limestones, being more abundant at the lower part of the black limestone sequences (Fig. 5A, B). Marls are composed of clay minerals, calcite, silt-size quartz grains, and bioclasts (mainly ostracodes and less common charophytes).

Interpretation.—The thickening-upwards sequences characteristic of black limestones and of sandy black limestones (Fig. 5) are strongly similar to shallowing-upwards sequences described from modern and fossil, shallow, carbonate-dominated water bodies, such as lakes (e.g., Freytet 1973; Murphy and Wilkinson 1980; Arribas 1986; Platt and Wright 1991; Fregenal-Martínez and Meléndez 1994; Arenas and Pardo 1999) or coastal ponds and lagoons (e.g., James 1979; Strasser 1988; Pratt et al. 1992; Strasser et al. 1999). As in the case of the Leza Fm, the top surfaces of these shallowing-upwards sequences are commonly marked by root traces and mottled, nodular, and/or brecciated horizons, features indicative of edaphic alteration (e.g., Alonso-Zarza and Wright 2010b). Therefore, the black limestones facies association can overall be interpreted as deposited in shallow carbonate water bodies separated by palustrine areas. The shallow nature of the water bodies is supported by the thickness (< 4 m) of sequences, produced by the progressive infilling of the water bodies.

FIG. 3.—Synthetic logs of stratigraphic sections from the eastern sector of the Leza Fm. Paleocurrents and the most paleoecologically relevant fossils have been drawn. Letters “M, W, P, G” indicate carbonate textures (mudstone, wackestone, packstone, grainstone) of Dunham (1962); “Mud” indicates marls and siliciclastic mudstones; and letters “F, M, C, Cg” indicate fine, medium, and coarse sandstones, and conglomerates. Stratigraphic sections belong to different isolated tectonic depressions (see fig. 13B of Suarez-Gonzalez et al. 2013), impeding general correlation. However, Suarez-Gonzalez et al. (2013) suggested the upper part of sections as a tentative correlation level throughout the unit (see Geologic Setting). Map shows location of the sections from this figure and from Figure 4. Eastern sections: CAS, Castellar; CAN, Canteras; ARN, Arnedillo; PN, Peñalmonte; PRW, Prójano W; PR, Prójano; PRE, Prójano E. Western sections (see Fig. 4): CLA, Clavijo; LU, Luezas; TR, Trevijano; LZ, Leza River; SM, San Martín.



Water bodies had a locally important input of clastic material, especially in the western sector and during early stages (lower part of sections, Fig. 4), where sandy black limestones are more abundant. Clastic discharges into the water bodies are further indicated by the decimeter-scale alternation of laterally continuous levels of sandy black limestones and silty sandstones (Fig. 6B, F). This alternation represents the cyclic repetition of a) periods of carbonate precipitation, b) moderate edaphic alteration of the carbonate sediment, generating rootlets, and c) discharge of fine-grained clastic material which fills the rootlets. These cyclic processes suggest that sedimentation took place in very shallow and relatively wide water bodies which were easily invaded by vegetation and which underwent periodic clastic supply. Constant generation of accommodation space was necessary for preservation of the cycles.

Oncoid-rich limestones also typically include clastic material. Features of oncoid-rich limestone beds (Fig. 6A, C, D) suggest that they were deposited by channelized tractive currents. Oncoid-bearing channels are very common components of modern and ancient fluvio-lacustrine systems with carbonate-rich waters (e.g., Arenas-Abad et al. 2010, and references therein). The fact that oncoids are also commonly observed in black limestone sequences suggests that the channels drained into the water bodies of this facies association.

The black limestones facies association contains fossils of continental and marine affinities. In addition, Cretaceous homogeneous populations of porocharacean charophytes, as those observed in some sequences of this association, are commonly interpreted as developed in brackish-water coastal conditions (Martín-Closas and Grambast-Fessard 1986; Mojon 1989; Schudack 1993; Climent-Domenech et al. 2009; Villalba-Breva and Martín-Closas 2013). These facts indicate that the water bodies where these facies were deposited had variable influence of both freshwater and seawater, developing fresh, brackish, or near-marine salinity.

In summary, the black limestones facies association was deposited in a system of shallow water bodies separated by palustrine areas and by oncoid-rich channels. Sedimentation in this system was dominated by carbonate precipitation with contribution of microbialite accretion, and with locally significant clastic discharges. Fossil content indicates that this system of water bodies was somehow connected to the marine realm, which suggests that the system was located on a coastal plain. Overall, freshwater influence was dominant during sedimentation of the lower part of the Leza Fm and it was stronger in the western sector, whereas seawater influence increased through time, being more common at the eastern sector (Figs. 3, 4).

Well-Bedded Gray Limestone Facies Association

Description.—This association (Fig. 7) includes *laminated fenestral limestones* (*Fen*) and *well-bedded gray limestones* (*gMW* and *gPG*). These facies have been observed only in the western sector of the Leza Fm, especially in the middle and upper part of sections (Fig. 4), and they occur alternating with each other and with other facies of the unit with a random distribution (Fig. 7A–C). Laminated fenestral limestones are most common at the middle part of measured sections, and well-bedded gray limestones predominate in the upper part (Fig. 4).

Laminated fenestral limestones (*Fen*) are formed by thin (< 1 mm) micritic laminae separated by horizontally elongated fenestrae (up to 3 mm thick), which are filled by geopetal sediment and calcite cement (Fig. 7D, E). Laminae display clotted-peloidal microfabrics, dense-

micritic microfabrics with rare relicts of microbial filaments, or agglutinated microfabrics with quartz grains, peloids, and bioclasts (scattered ostracodes, miliolids, and rare fragments of charophytes and dasycladales). Small vertical cracks are observed in many laminae (Fig. 7E).

Well-bedded gray limestones include two different facies: a) *gray mudstone-wackestone* (*gMW*) of ostracodes, miliolid foraminifers (Fig. 7G, H), and gastropods; b) *gray packstone-grainstone* (*gPG*) of peloids, ostracodes, miliolids (Fig. 7F), and gastropods, locally rich in silt-size quartz grains. Small-scale cross bedding has been observed in some grainstone beds, in which ostracode valves are commonly stacked in “cup-in-cup” arrangement (*sensu* Wakefield 1995; Fig. 7F). Beds of the well-bedded gray limestones are 10–50 cm thick, with planar bases and tops (Fig. 7B). Bed tops commonly display desiccation cracks, dinosaur footprints, and/or small vertical burrows. Some beds display nodular structure and/or abundant irregular vertical sediment-filled cavities (Fig. 7C).

Interpretation.—Laminated fenestral limestones are commonly interpreted as being the record of periodic desiccation episodes in very shallow peritidal settings (e.g., Shinn 1983; Mazzullo and Birdwell 1989; Demicco and Hardie 1994), which is supported by abundant small vertical cracks in the laminae. Clotted-peloidal microfabrics and relicts of microbial filaments suggest an origin related to successive accretion of microbial mats, as observed in modern microbial laminated fenestral deposits (Logan 1974; Hardie and Ginsburg 1977).

Gray mudstone-wackestone facies indicate deposition under relatively calm conditions dominated by benthic fauna: ostracodes, miliolids, and gastropods. Gray packstone-grainstone facies contain the same fossil assemblage, but cross-bedding and common grainstone textures suggest deposition under agitated conditions. In addition, “cup-in-cup” arrangement of ostracode valves is regarded as an indicator of very shallow environments under relatively weak but constant wave action (Guernet and Lethiers 1989; Wakefield 1995). Guernet and Lethiers (1989) indicated that this arrangement is favored by ostracode assemblages with high abundance and low diversity, typically found in lakes and coastal lagoons.

The thin, tabular, and continuous nature of beds of this facies association, together with the common presence of features indicating subaerial exposure (i.e., desiccation cracks, dinosaur footprints, nodular structures, or vertical cavities; cf. Esteban and Klappa 1983; Alonso-Zarza and Wright 2010b), suggest that these facies were deposited in relatively wide and very shallow water bodies. These water bodies hosted a marine-related biotic association with high abundance and low diversity, lacking abundant indicators of freshwater habitats, but also lacking clear indicators of normal-marine-salinity waters. These facts suggest that the water bodies were influenced by seawater but had stressful conditions limiting diversity, such as common desiccation, and anomalous or rapidly changing salinity.

Oolite–Stromatolite Facies Association

Description.—This facies association (described in further detail by Suarez-Gonzalez et al. 2014, in press) is observed only in the middle and upper parts of sections from the eastern sector of the Leza Fm (Fig. 3). Oolitic facies are formed by *oolitic grainstones* (*OG*) and *gray mudstones*

←

FIG. 4.—Synthetic logs of stratigraphic sections from the western sector of the Leza Fm. Paleocurrents and the most paleoecologically relevant fossils have been drawn. Letters “M, W, P, G” indicate carbonate textures (mudstone, wackestone, packstone, grainstone) of Dunham (1962); “Mud” indicates marls and siliciclastic mudstones; and letters “F, M, C, Cg” indicate fine, medium, and coarse sandstones, and conglomerates. Sections belong to different isolated tectonic depressions (see Fig. 13B of Suarez-Gonzalez et al. 2013), impeding general correlation. However, Suarez-Gonzalez et al. (2013) suggested the upper part of sections as a tentative correlation level throughout the unit (see Geologic Setting). See map of Figure 3 for location of the sections.

TABLE 1.—Summary of the main features of the Leza Fm facies described in this work. The geographical distribution (eastern, *E*, or western, *W*, sector of the unit) of each facies is indicated. Facies are grouped in facies association, and a general sedimentological interpretation of the facies association is included.

Facies Association (F.A.)	Facies	Distribution	Defining Features	Interpretation
BLACK LIMESTONES F.A.	<i>bMW</i> (black mudstone–wackestones)	E/W	Black limestones with mudstone–wackestone textures with ostracodes, charophytes, and vertebrate remains. Tabular and laterally continuous beds.	Freshwater, brackish, and marine-influenced shallow water-bodies separated by vegetated areas and by oncoid-rich channels. Variable clastic influence.
	<i>bWP</i> (black wackestone–packstones)	E/W	Black limestones with wackestone–packstone textures with ostracodes, charophytes, dasycladales, gastropods, oncoids, black pebbles, filamentous microbial colonies, and vertebrate remains. Tabular and laterally continuous. Some western beds include thrombolites.	
	<i>SL</i> (sandy black limestones)	E/W	Black limestones with mudstone–wackestone textures and very abundant clastic material. Contain ostracodes, charophytes, and vertebrate remains. Some western beds are associated with skeletal stromatolites.	
	<i>OL</i> (oncoid-rich limestones)	E/W	Black limestones with packstone–grainstone textures with very abundant oncoids. Also ostracodes, charophytes and gastropods, and less common dasycladales. Some beds show irregular bases and cross-bedding.	
	<i>M</i> (marls)	E/W	Black-gray marls with flaky outcrop appearance. Locally, show mudcracks and carbonate nodules. Contain ostracodes and less common charophytes.	
WELL-BEDDED GRAY LIMESTONES F.A.	<i>Fen</i> (laminated fenestral limestones)	W	Thinly laminated limestones with elongated fenestrae. Clotted-peloidal, dense-micritic, or grainy textures. Rare relicts of microbial filaments.	Very shallow marine-influenced water bodies with common desiccation.
	<i>gMW</i> (gray mudstone–wackestones)	W	Well-bedded gray limestones, mudstone–wackestones of ostracodes, miliolids, and gastropods.	
	<i>gPG</i> (gray packstone–grainstones)	W	Well-bedded gray limestones, packstone–grainstones of peloids, ostracodes, miliolids, gastropods and silt grains. Locally, small-scale cross-bedding and “cup-in-cup” ostracode arrangement.	
OOLITE-STROMATOLITES F.A.	<i>OG + GM</i> (oolitic grainstones and gray mudstones)	E	Interbedding of grainstones (ooids, peloids, intraclasts, ostracodes, and miliolids) and mudstones forming flaser, wavy, and lenticular bedding. Fining-upwards sequences. Laterally and vertically associated with <i>Agg</i> .	Marginal-marine tide-influenced water bodies
	<i>Agg</i> (agglutinated stromatolites)	E	Stratiform and domal morphologies, associated with <i>OG + GM</i> and with flat-pebble breccias. Formed by alternation of micritic and grainy laminae.	
EVAPORITE-DOLOMITES F.A.	<i>D + Ev</i> (dolomites with pseudomorphs after evaporites)	E	Thin-bedded gray-ochre dolomites with micritic or peloidal textures. May include silt grains and show wavy bedding. Rare ostracodes and miliolids. Variable content of pseudomorphs after sulfate, which deform and include adjacent sediment.	Very shallow and relatively restricted marine-influenced areas with intrasedimentary precipitation of sulfates.
	<i>Dbr</i> (dolomite breccias)	E	Poorly sorted breccias formed by angular fragments of <i>D + Ev</i> , embedded in a crystalline mass of quartz, calcite, and dolomite cements.	
CLASTIC F.A.	<i>mG</i> (muddy conglomerates)	E/W	Poorly sorted matrix-supported conglomerates with matrix formed by clay- and silt-size particles and minor sand. Typically massive and ungraded but locally show inverse grading.	Alluvial fans dominated by unconfined episodic hyperconcentrated flows. At least partially deposited subaqueously within water bodies distal to the fans.
	<i>sG</i> (sandy conglomerates)	E/W	Poorly sorted matrix-supported conglomerates with coarse-grained sandy matrix. Massive, horizontally stratified, or cross-stratified with sigmoid-like cross-bed sets. Typically ungraded but locally show normal grading.	
	<i>Sm</i> (massive sandstones)	E/W	Ungraded, massive, poorly sorted, medium- to very coarse-grained sandstones with scattered pebbles.	
	<i>Sh</i> (parallel-laminated sandstones)	E/W	Fine- to medium-grained, well sorted sandstones with parallel lamination.	
	<i>Sc</i> (cross-bedded sandstones)	E/W	Medium- to very coarse-grained, poorly sorted sandstones with pebbles. Sigmoid-like cross-bed sets. Locally, very abundant burrows at the top of beds.	
	<i>Sr</i> (rippled sandstones)	E/W	Fine- to coarse-grained, moderately sorted sandstone with trough cross-bedding and current ripple marks.	
	<i>F</i> (siliciclastic mudstones)	E/W	Greenish-reddish mudstones. Horizontal stratification with common mudcracks and vertical burrows. Rare ostracodes and charophytes.	
	<i>sS</i> (silty sandstones)	W	Silty poorly sorted massive sandstones forming very thin levels that alternate with sandy black limestones with root traces.	

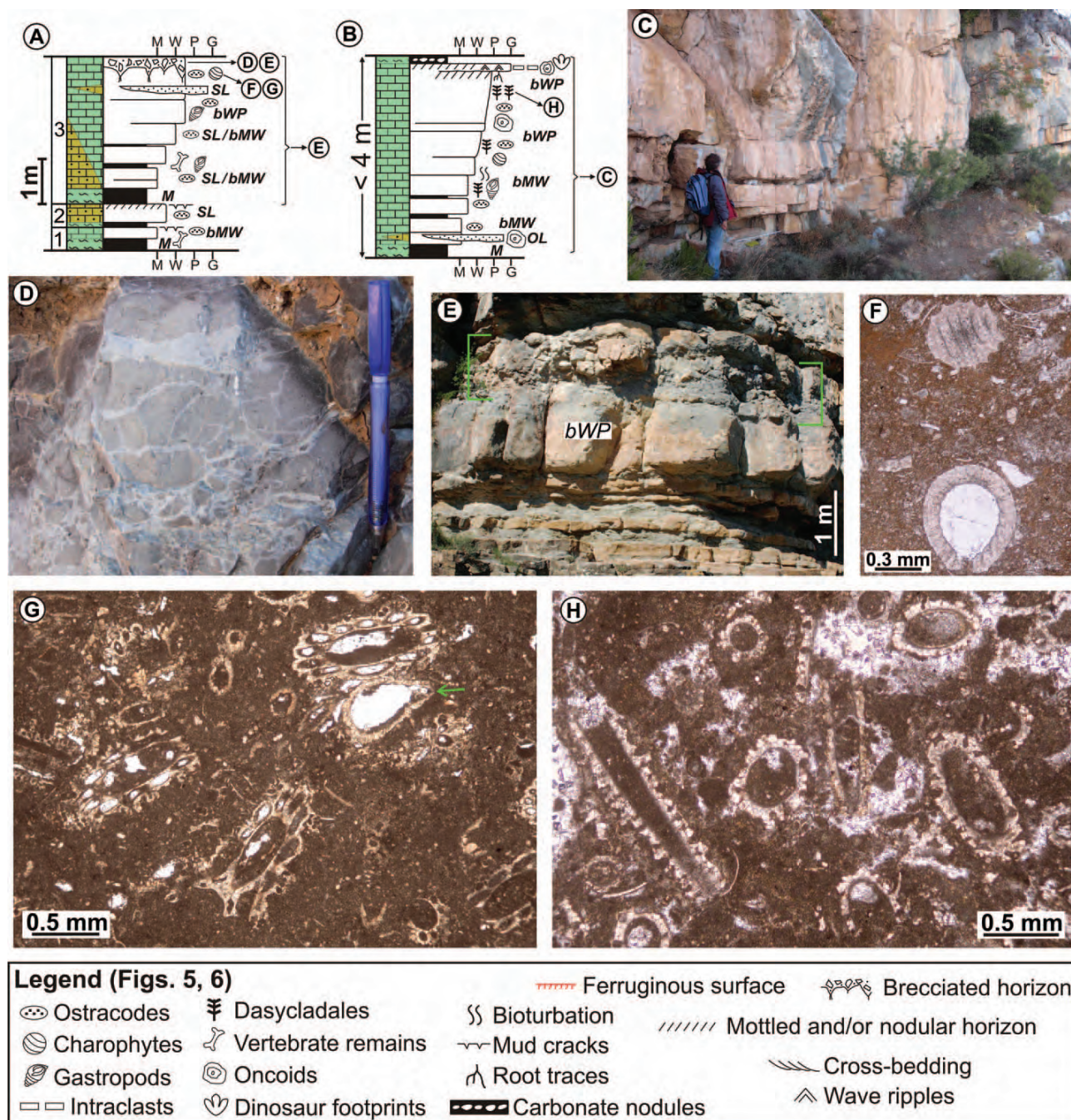


FIG. 5.—Black limestones facies association. Facies codes: *M*: black marls; *SL*: sandy black limestones; *bMW*: black mudstone–wackestones; *bWP*: black wackestone–packstones; *OL*: oncoid-rich limestones. **A)** Three characteristic facies sequences of this association from the lower part of stratigraphic sections, showing variable clastic influence. Sequence 3 represents a complete sequence of facies, whereas sequences 1 and 2 are incomplete. **B)** Complete facies sequence of this association from the upper part of stratigraphic sections, showing less clastic influence and variable content of dasycladales. **C)** Typical thickening-upwards sequence of the black limestones facies association. **D)** Detail of a brecciated horizon from the top of a sequence of this association. **E)** Thickening-upwards sequences showing a thick nodular and brecciated horizon at the top (highlighted in green). **F)** Photomicrograph of black mudstone–wackestone showing gyrogonites of Porocharacean charophytes. **G)** Photomicrograph of black mudstone–wackestone showing thalli and utricles (green arrow) of Clavatoracean charophytes. **H)** Photomicrograph of black wackestone–packstone of dasycladales (*Salpingoporella urladanasi*).

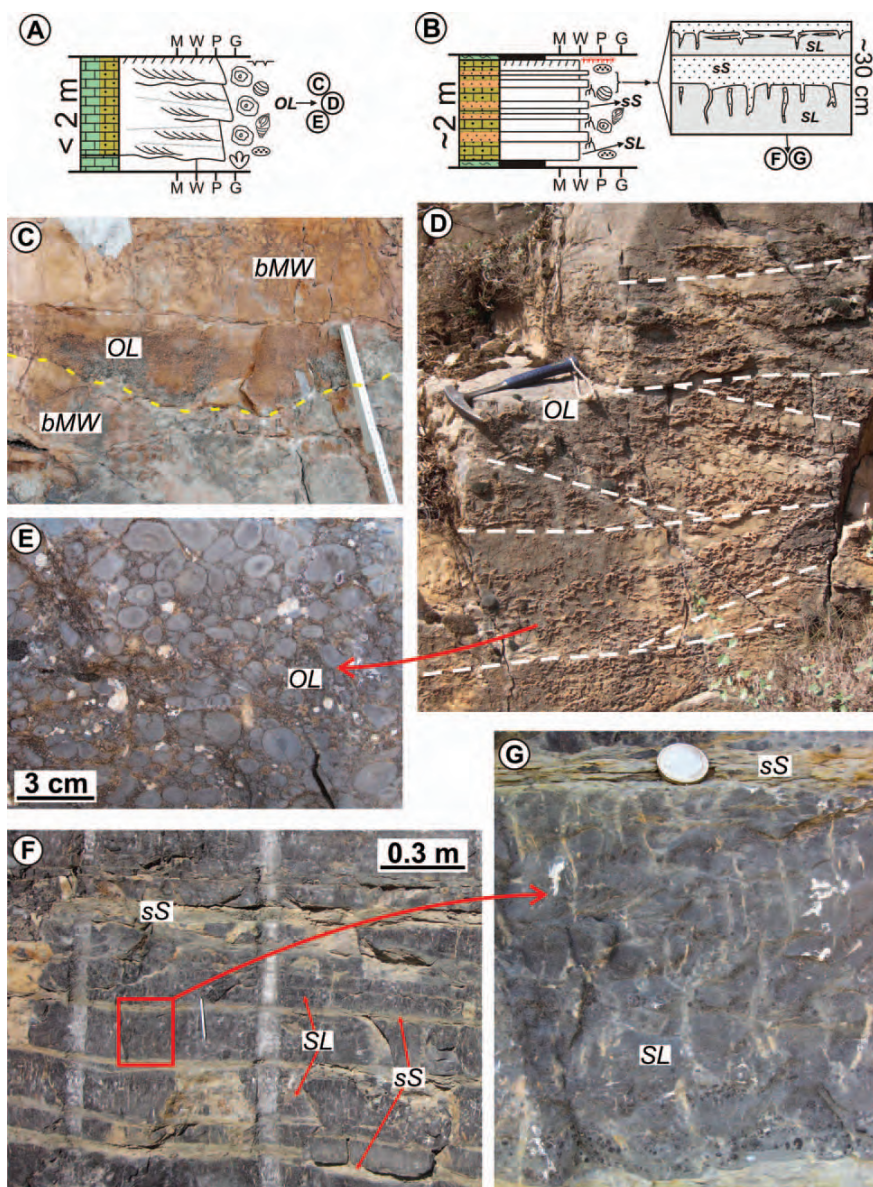


FIG. 6.—Black limestones facies association. Facies codes: *OL*, oncooid-rich limestones; *sS*, silty sandstones; *SL*, sandy black limestones; *bMW*, black mudstone-wackestones. **A**) Schematic log of an oncooid-rich limestone bed with irregular base, cross-bedding, and variable clastic influence. **B**) Example of a sequence of the black limestones facies association from the lower part of western sections, formed by alternating sandy black limestones with root traces and silty sandstones. **C**) Thin oncooid-rich limestone bed with irregular base (yellow line) within black mudstone-wackestones (see Fig. 5B). Portion of white ruler for scale is 30 cm long. **D**) Oncooid-rich limestone bed with ~30-cm-thick cross-bed sets. **E**) Detail of a cross-bedded and sand-rich oncooid bed. **F**) Alternation of sandy black limestones with root traces and silty sandstones. **G**) Detail of F showing a sandy black limestone bed with abundant root traces between thin layers of silty sandstones.

(*GM*), which are commonly interfingering, forming fining-upwards sequences up to 1.5 m thick displaying flaser, wavy, and lenticular bedding (Fig. 8), and being topped by dinosaur footprints, desiccation cracks, and/or small vertical burrows (Fig. 8A). These two facies may also occur as independent beds up to 40 cm thick (Fig. 8B). Oolitic grainstones are composed of medium-coarse grain-size ooids, peloids, micritic intraclasts, ostracodes, and miliolids (Fig. 8C, D). Gray mudstones have either dense micritic or clotted textures, containing scattered peloids, ostracodes, and miliolids (Fig. 8E). At the tops of the sequences, these facies are typically associated with flat-pebble breccias (Fig. 8F, G) and with agglutinated stromatolites (*Agg*) *sensu* Riding (1991). These stromatolites have stratiform and domal morphologies (Fig. 8F), and in general they show an alternation of micrite-rich and grain-rich laminae (Suarez-Gonzalez et al. 2014). Locally, pseudomorphs after sulfates are observed within the stromatolites, deforming and replacing adjacent laminae.

Interpretation.—The cyclic interfingering of oolitic grainstone and gray mudstone observed in this association, and the sedimentary structures it produces (flaser, wavy, and lenticular bedding), together with the common presence of flat-pebble breccias and agglutinated stromatolites, partially formed by trapping and binding of particles, have led to interpretation as deposition in tide-influenced environments (Suarez-Gonzalez et al. 2014, in press). The presence of desiccation cracks and dinosaur footprints at the tops of sequences indicates that sediments were commonly desiccated, which is consistent with the common presence of flat-pebble breccias, typically interpreted as the result of erosion of a previously desiccated and indurated muddy layer (Demico and Hardie 1994).

Therefore, this association can be interpreted as deposited at the marginal areas of shallow water bodies that underwent periodic and cyclic changes in water agitation, due to tidal influence (Suarez-Gonzalez et al.

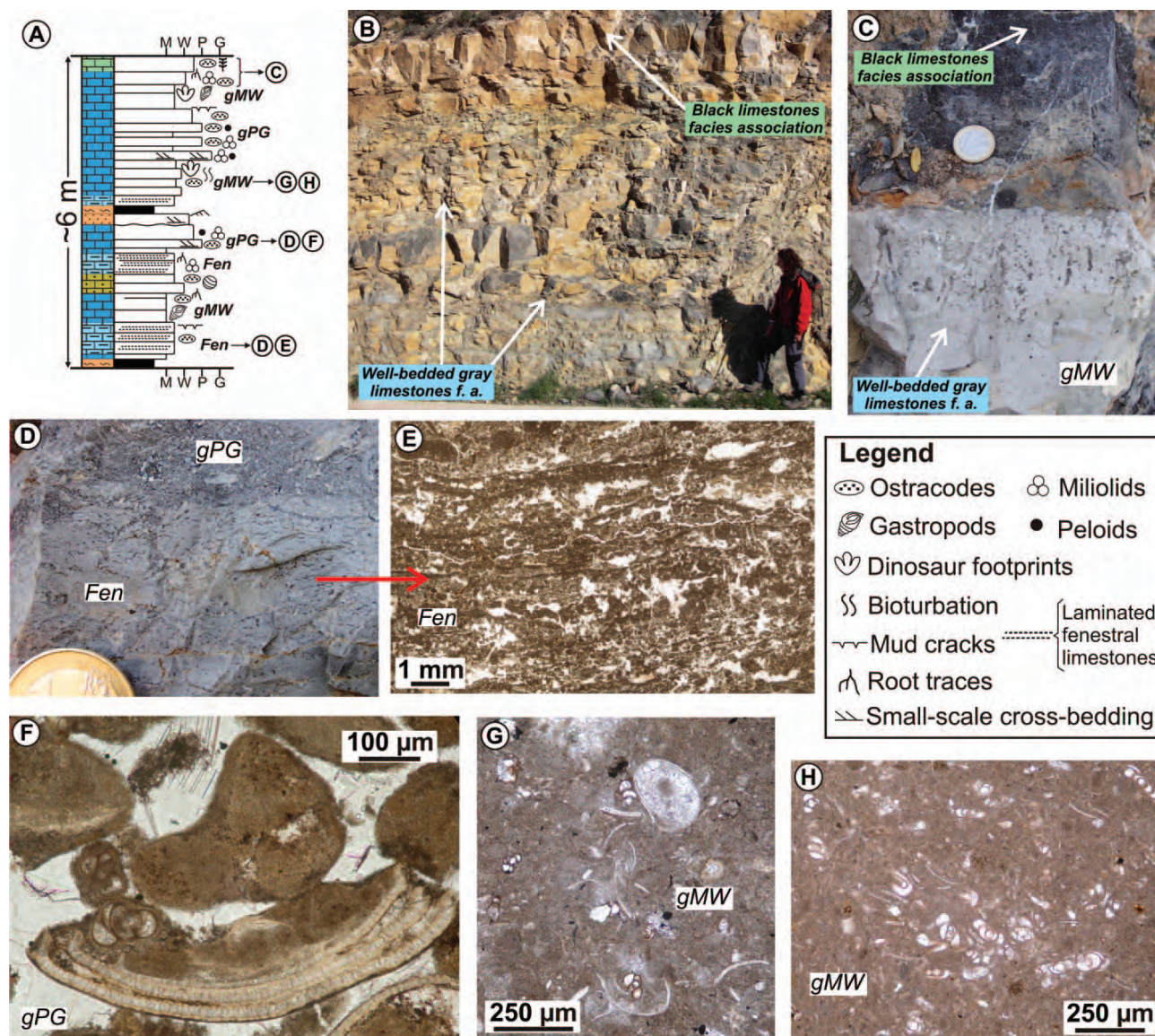


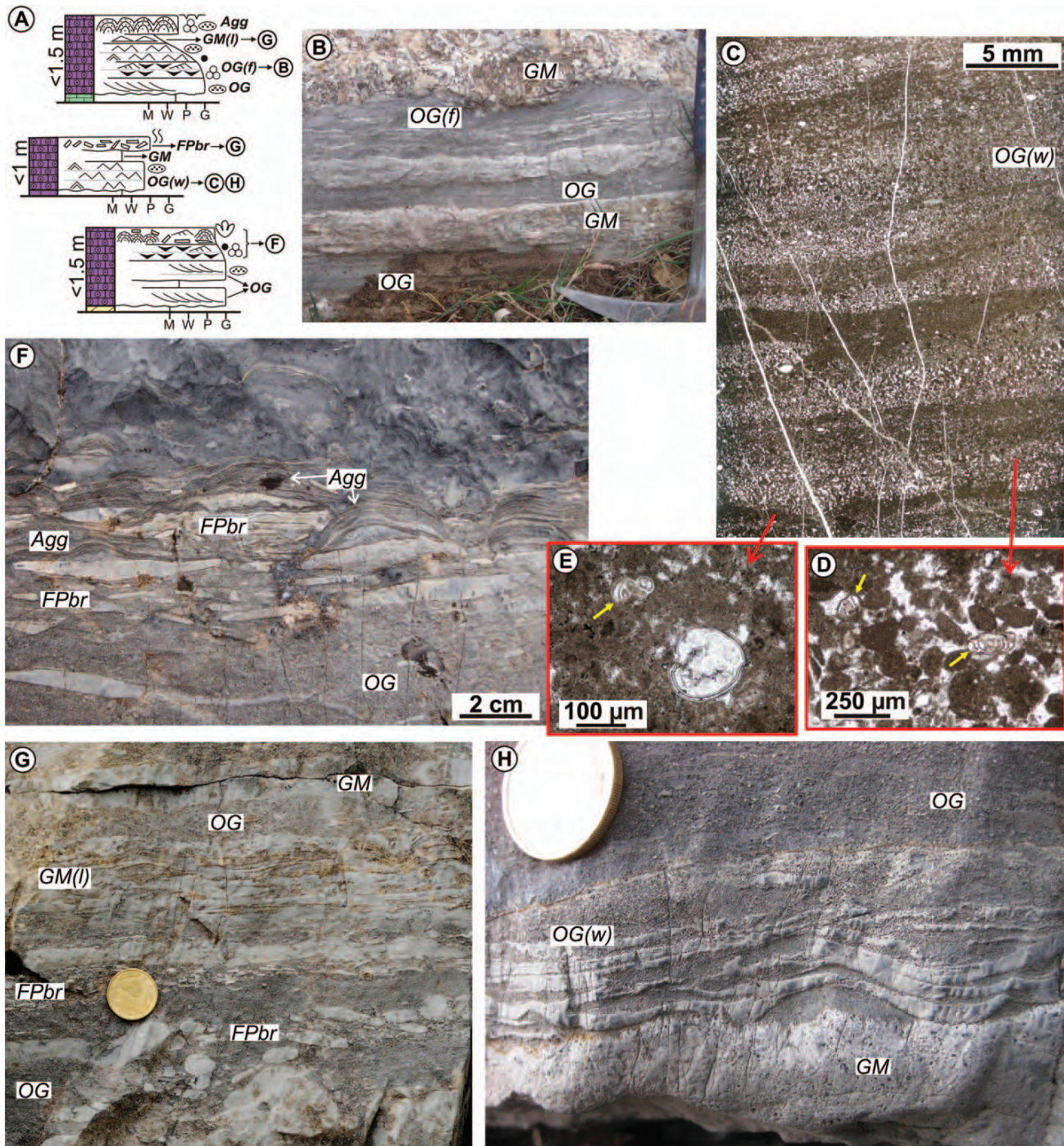
FIG. 7.—Well-bedded gray limestones facies association. Facies codes: *Fen*: laminated fenestral limestones; *gMW*: gray mudstone-wackestones; *gPG*: gray packstone-grainstones. **A**) Schematic log showing the typically random distribution of facies of this association, which commonly alternate with facies of other associations. **B**) Outcrop picture of beds of this association with thicker-bedded black limestone facies at the top. **C**) Contact between a gray limestone bed (below) with abundant root traces and a black limestone bed (above). **D**) Contact between laminated fenestral limestones (below) and gray packstone-grainstone bed (above). **E**) Photomicrograph of laminated fenestral limestones showing micritic and clotted-peloidal microfabrics. Note abundant vertical cracks within laminae. **F**) Photomicrograph of a gray grainstone showing “cup-in-cup” arrangement of ostracode valves and miliolid foraminifers. **G**) Photomicrograph of a gray mudstone-wackestone of ostracodes and miliolid foraminifers. **H**) Photomicrograph of a gray wackestone of miliolid foraminifers.

2014, in press). Marine-related fossil content further supports that water bodies were connected with the marine realm, allowing tidal currents to influence sedimentation and hindering the development of freshwater biotic associations, which occur in other facies of the Leza Fm.

Evaporite–Dolomite Facies Association

Description.—This association (Fig. 9) is characterized by *dolomites* (*D*) with *pseudomorphs after evaporites* (*Ev*) and less abundant *dolomite breccias* (*Dbr*). These facies have been observed only in the eastern sector

of the Leza Fm, where they occur mostly at the upper half of sections (Fig. 3). *Dolomites* (*D*) are thin-bedded to laminated, show gray to ochre colors (Fig. 9), and under the microscope they display dense micritic or peloidal textures, the latter commonly including silt-size quartz grains. Dolomites commonly show wavy lamination (Fig. 9B) formed by the alternation of thin irregular layers of dense micritic texture and peloidal-silty texture. Dolomites include variable proportions of pseudomorphs after evaporites (*Ev*; Fig. 9), and their fossil content is scarce, with only scattered ostracodes and miliolids. The top surfaces of dolomite beds commonly display desiccation cracks, ferruginous surfaces, and/or small



Legend	Agglutinated stromatolites	Dinosaur footprints	Lenticular bedding
Ostracodes	Mud cracks	Flat-pebble breccias	Wavy bedding
Miliolids	Cross-bedding	Wave ripples	Flaser bedding
Peloids	Bioturbation	Current ripples	

vertical burrows. *Pseudomorphs after evaporites (EV)* are currently composed of quartz, calcite, and dolomite, but they preserve lenticular and tabular habits (Fig. 9C, D), characteristic of gypsum and anhydrite, respectively (e.g., Warren 2006, and references therein). They are typically submillimetric to millimetric, scattered in the dolomites (Fig. 9E) or grouped in laterally continuous horizontal layers (Fig. 9F). Some beds include big lenses, up to 35 cm long, and irregular nodules, up to 10 cm across (Fig. 9G), of evaporite pseudomorphs that locally coalesce forming enterolithic structures. Pseudomorphs deform the adjacent sediment and also incorporate small dolomicrite fragments (Fig. 9C–E). Locally, pseudomorph-rich beds show *dolomite breccias (Dbr)*, up to 50 cm thick, composed of poorly sorted angular fragments of dolomite surrounded by a crystalline mass of quartz, calcite, and dolomite cements (Fig. 9H). The contact between fragments and cements shows euhedral tabular and lenticular habits, suggesting that the crystalline mass that surrounds the fragments was originally formed by sulfates, which were subsequently dissolved and/or replaced by quartz, calcite, and dolomite.

Interpretation.—Dolomite beds are very thin and show common features related with subaerial exposure (desiccation cracks and ferruginous surfaces), suggesting that this facies was deposited under very shallow conditions. Common wavy lamination indicates alternation of agitated and calm conditions. Pseudomorphs after sulfates deforming and including the adjacent carbonate sediment indicate intrasedimentary displacive and replacive sulfate growth, formed by progressive increase in saturation of interstitial water due to capillary evaporation, as commonly observed in continental and marginal marine evaporative environments (Schreiber and El Tabakh 2000; Warren 2006; Orti 2010).

These features suggest that this association was deposited in very shallow and relatively restricted, high-salinity water bodies. Conditions of high salinity explain the scarce biotic content of the evaporite-dolomite facies, composed of ostracodes and less abundant miliolids. However scarce, this biotic content and the lack of freshwater fossils point to influence of seawater during the sedimentation of these facies, which would also provide a likely source of sulfate to the water bodies. Furthermore, this facies association is typically interbedded with the oolite–stromatolite facies association (Fig. 3), which suggests that their sedimentary environments may have been laterally associated. Similarly, modern tide-influenced associations of oolitic sands and agglutinated stromatolites from Shark Bay (Australia) are laterally related to restricted areas where gypsum precipitates (Hagan and Logan 1974; Jahnert and Collins 2012).

Clastic Facies Association

Description.—Clastic facies of the Leza Fm include conglomerates, sandstones, and less common siliciclastic mudstones (Figs. 10, 11). These facies are observed in most measured sections, but they are more abundant in the western sector of the unit, especially in the lower part, because abundance and grain size of the clastic facies typically decreases upwards in the sections (Figs. 3, 4). Clastic facies typically show a random distribution (Fig. 10A), and they are commonly interbedded with the carbonate facies described above (Figs. 3, 4).

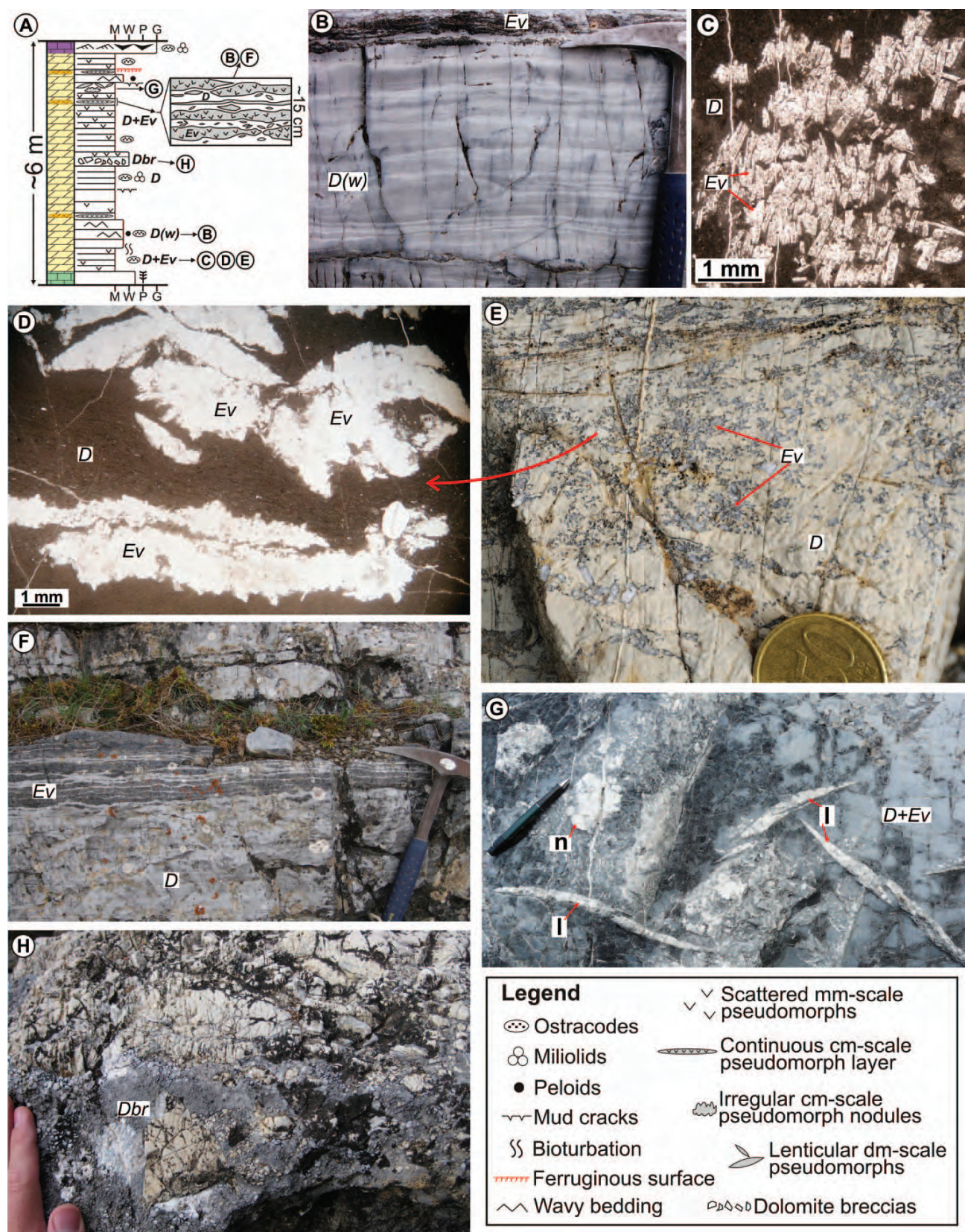
Conglomerate beds (up to 3 m thick) are tabular and laterally very continuous, and they have planar to slightly irregular bases. Conglomerates are typically poorly sorted, and they are composed of subrounded to subangular pebbles and cobbles (Figs. 10, 11). Locally, scattered boulders up to 40 cm in diameter are observed. The clasts are mainly lithoclasts of Jurassic limestone and sandstone, and quartzite pebbles (Fig. 10B, C). Conglomerates from the western sector of the unit are generally dominated by carbonate lithoclasts (pebbles and cobbles), whereas quartzite pebbles dominate in conglomerates from the eastern sector. Two main conglomerate facies have been distinguished: a) *Muddy conglomerates (mG)* are clast-rich, matrix-supported, typically massive and ungraded, but locally showing outsized cobbles and boulders at the top, producing inverse grading (Fig. 10D). Their matrix is formed mainly by clay- and silt-size particles with minor sand grains. b) *Sandy conglomerates (sG)* are matrix-supported with a coarse- to very coarse-grained sandy matrix and a variable content of pebbles and cobbles. Sandy conglomerates are typically ungraded, but normal grading locally occurs, and they are either massive, horizontally stratified, or cross-stratified. Cross-bed sets are up to 1.5 m thick, and they are formed by foresets that thin and flatten down-dip and up-dip, generating tangential bottomsets and topsets (Fig. 10E). Vertical and lateral transition between sandy conglomerates and sandstones is commonly observed, even in the same bed (Fig. 10F, G).

Sandstone beds are up to 1.5 m thick, they are laterally and vertically associated with conglomerate beds (Figs. 10, 11) and commonly interbedded with carbonate facies (Figs. 3, 4). Several sandstone facies are observed: a) *Sm*: ungraded, massive, poorly sorted, medium- to very coarse-grained sandstones with scattered pebbles, commonly interfingering with and grading into conglomerates (Fig. 10G). b) *Sh*: fine- to medium-grained, well sorted sandstones with parallel lamination, interbedded with conglomerates (Figs. 10G, 11B). c) *Sc*: cross-bedded, medium- to very coarse-grained, poorly sorted sandstones with pebbles (Fig. 10F). They are vertically and laterally associated with conglomerates, and are formed by cross-bed sets with tangential bottomsets and topsets, similar to those described for the *sG* facies (Figs. 10F, 11C). Cross-bed sets commonly display sigmoid-like morphologies, convex-up geometries at the topsets (Fig. 11C), and laterally offset stacking patterns (*sensu* Turner and Tester 2006). Some *Sc* beds have very abundant bioturbation at their top surfaces, formed by horizontal, vertical, and inclined burrows, which are broadly cylindrical, 0.5–1.5 cm wide, with irregular borders and with locally Y-shaped branching (Fig. 11D). Burrows are filled with sandstone of different grain size than the surrounding sediment, and meniscate structures have not been observed. d) *Sr*: fine- to coarse-grained, moderately sorted sandstone with trough cross-bedding sets up to 4 cm thick and with current ripples (Fig. 11E). Climbing-ripple geometries also occur. *Sr* facies are commonly interbedded with carbonate facies. e) *sS*: poorly sorted, massive silty sandstones, observed in the lower part of stratigraphic sections from the western sector, as laterally continuous thin levels (< 15 cm) interbedded with sandy black limestones with rootlets (see description above; Fig. 6).

Petrographically, sandstones are composed mainly of quartz grains and Jurassic lithoclasts (Fig. 11F, G) with rare white mica and feldspar grains.

←

FIG. 8.—Oolite–stromatolites facies association. Facies codes: *OG*, oolitic grainstones; (*f*), flaser bedding; (*w*), wavy bedding; *GM*, gray mudstones; (*l*), lenticular bedding; *Agg*, agglutinated stromatolites; *FPhr*, flat-pebble breccias. **A**) Three different characteristic sequences of this facies association. **B**) cm-scale alternation of oolitic grainstones and gray mudstones. Rock hammer for scale. **C**) Photomicrograph of an oolitic grainstone sample with wavy bedding formed by mm-scale alternation of rippled oolitic–peloidal grainstone and gray mudstones with micritic and clotted textures. **D**) Detail of a grainstone layer from picture C. Yellow arrows point to miliolid foraminifers. **E**) Detail of a mudstone layer from picture C, which includes an ostracode and a miliolid foraminifer (yellow arrow). **F**) Top of a sequence of this association showing interbedding of flat pebble breccia with agglutinated stromatolites. **G**) cm-scale alternation of oolitic grainstone layers, associated with flat pebble breccias, and gray mudstone layers with lenticular bedding. **H**) mm-scale alternation of rippled oolitic grainstone with gray mudstone that drapes the space between ripples, creating wavy bedding.



Individual ooids and bioclasts from the Jurassic limestone lithoclasts are commonly included as grains in the sandstones, as well as in the sandy matrix of conglomerates (Fig. 11G). Locally, Jurassic lithoclasts and individual Jurassic ooids show subrounded sac-like borings, 50–250 μm in diameter, on their surfaces (Fig. 11F). Size and shape of these borings are consistent with those of the *Entobia* ichnogenus, a typically marine bioerosion, generally interpreted as produced by sponges (e.g., Bromley 1994; de Gibert et al. 2012).

The top surfaces of many conglomerate and sandstone beds show a thin ferruginous surface and/or orange-red mottling (Fig. 11H, I). Strongly mottled beds typically contain abundant white carbonate nodules, up to 15 cm thick, either subrounded or vertically elongated, up to 1 m long and locally showing downwards branching (Fig. 11H, I).

Siliciclastic mudstones (F), composed of clays, silt grains, and variable amounts of carbonate (Alonso-Azcárate et al. 2005), are much less common than conglomerates and sandstones, and are typically interbedded with sandstone beds. Siliciclastic mudstones form beds up to 0.5 m thick, with centimeter-scale horizontal stratification and reddish or greenish colors. Stratification surfaces commonly show desiccation cracks and small (less than 4 mm wide) vertical burrows. Ostracodes and charophytes have locally been observed.

Interpretation.—The main features of clastic deposits of the Leza Fm indicate that their origin is related to the erosion of the Jurassic substrate of the Cameros Basin, and that their transport was relatively limited, being deposited in alluvial systems close to their source area. In fact, compositional differences observed in the conglomerate clasts between the eastern sector (mainly quartzite pebbles) and the western sector (mainly carbonate lithoclasts) of the Leza Fm can be explained by the lithological variations of the source areas, the Middle and Upper Jurassic deposits of the northern Cameros basin substrate. This substrate is mainly composed of limestones on the western sector, and of sandstones and conglomerates on the eastern sector (Alonso and Mas 1990; Wilde 1990). Conglomerates of the Leza Fm are typically matrix-supported, indicating *en masse* deposition by sediment-rich flows (e.g., Benvenuti and Martini 2002), but differences in the matrix compositions are observed. Sandy conglomerates are the most abundant conglomerate facies and show sandy matrix, whereas muddy conglomerates have a clay- and silt-size matrix. The low mud content of sandy conglomerates suggests that they were transported and deposited by hyperconcentrated flows, characterized by the transport of large quantities of suspended sandy-gravelly sediment with very little (< 3–10%) fine fraction (Costa 1988; DeCelles et al. 1991; Mulder and Alexander 2001; Pierson 2005). In contrast, matrix composition of muddy conglomerates suggests that they were transported and deposited by debris flows (Costa 1988; Mulder and Alexander 2001; Pierson 2005). In fact, inverse grading, locally observed in *mG* facies, is a common feature of debris-flow deposits (e.g., Fisher 1971).

Sandy conglomerates commonly show gradual lateral and vertical transitions with pebbly sandstones (*Sm* and *Sc*), without sharp contacts between them, which suggests that the three facies were deposited by the same hyperconcentrated-flow mechanism, differentiated only by a lower gravel content, probably due to decreasing flow velocity (Pierson 2005). This predominance of tabular and laterally extensive hyperconcentrated-flow deposits, together with their common alternation with parallel-

laminated sandstones (*Sh*), are characteristic features of alluvial-fan systems dominated by unconfined episodic sediment-rich floods, as opposed to streamflow-dominated alluvial fans (Costa 1988; Blair and McPherson 1994; Committee on Alluvial Fan Flooding 1996; Mutti et al. 1996).

The common occurrence of siliciclastic mudstones and carbonate facies (mostly deposited by subaqueous suspension fallout) interbedded with conglomerates and sandstones suggests that at least part of the clastic facies of the Leza Fm may have been deposited subaqueously, as interpreted for similar alternations by Horton and Schmitt (1996). The fact that the interbedded carbonates (mainly sandy black limestones) contain the same clastic material as that which composes the clastic facies supports the hypothesis of a lateral connection between alluvial fans and the water bodies where carbonate facies were deposited. In fact, the cross-bed sets of some conglomerate and sandstone facies (*sG* and *Sc*) are similar to “nested lenticular sets” of Turner and Tester (2006), interpreted as lobate mouth bars within shallow interdistributary lakes, and to the “flood-generated sigmoidal bars” of Mutti et al. (1996), formed when hyperconcentrated flows enter shallow ephemeral lakes. Thus, it is interpreted here that most of the *sG* and *Sc* deposits (and also *Sr*, which occur interbedded with carbonates) were deposited subaqueously by the progradation of lobes of clastic material in shallow water bodies. This interpretation is further confirmed by the presence of borings at the surface of some sand-size carbonate lithoclasts and by the presence of strongly burrowed *Sc* facies, features that require a certain time to develop under water (Blair and McPherson 2008).

In summary, clastic facies were formed as alluvial fans sourced mainly in the faulted Jurassic substrate of the Cameros Basin. These fans were distally connected to the water bodies in which carbonate facies were deposited. The eroded material was transported down-fan by gravity mainly as unconfined hyperconcentrated flows, and deposited on the fan slopes and in the water bodies distal to the fans. The orange-red mottling and white carbonate nodules overprinted on some beds of the clastic facies are typical of pedogenic calcretes (e.g., Alonso-Zarza and Wright 2010a, and references therein), and represent prolonged periods of no deposition during which vegetation developed over alluvial-fan deposits, probably at the palustrine fringes of the water bodies.

GENERAL DEPOSITIONAL SYSTEM OF THE LEZA FM

The Leza Fm depositional system included a significant variety of paleoenvironments, located at the sea-land transition, and which covered virtually all of the range from proximal continental to marginal marine settings, including: alluvial fans; fresh and brackish water bodies; water bodies with stronger seawater influence; palustrine areas; tide-influenced environments; and relatively restricted marine-influenced evaporative environments. Furthermore, facies associations occur intercalated with each other throughout the stratigraphic sections (Figs. 3, 4), suggesting that sedimentary environments were closely interrelated and commonly changed through time. For example, continuous interbedding of clastic and carbonate facies, especially in the western sector, indicates that proximal areas of the system were dominated by alluvial fans coming down from the faulted Jurassic substrate of the basin and discharging into shallow water bodies (Fig. 12). Therefore, Jurassic carbonates may have

←

FIG. 9.—Evaporite-dolomite facies association. Facies codes: *D*, dolomites; (*w*), wavy bedding; *Ev*, pseudomorphs after evaporites; *Dbr*, dolomite breccias. **A**) Schematic log showing the typically random distribution of facies of this association. **B**) Dolomite bed with flat to wavy bedding, caused by alternation of layers of dense micritic texture and peloidal-silty texture, and topped by continuous cm-scale layers of pseudomorphs after sulfates. **C**) Photomicrograph of sub-mm-scale tabular pseudomorphs probably after anhydrite. **D**) Photomicrograph of mm-scale lenticular pseudomorphs probably after gypsum. Note that pseudomorphs displace and include the adjacent matrix. **E**) Detail of a dolomite bed with scattered mm-scale lenticular pseudomorphs after sulfates. **F**) Dolomite bed topped by superposed continuous cm-scale layers of pseudomorphs after sulfates. **G**) Top surface of a dolomite bed with dm-scale lenticular pseudomorphs (*l*), probably after gypsum, and cm-scale irregular pseudomorph nodules (*n*). **H**) Bed showing dolomite breccia.

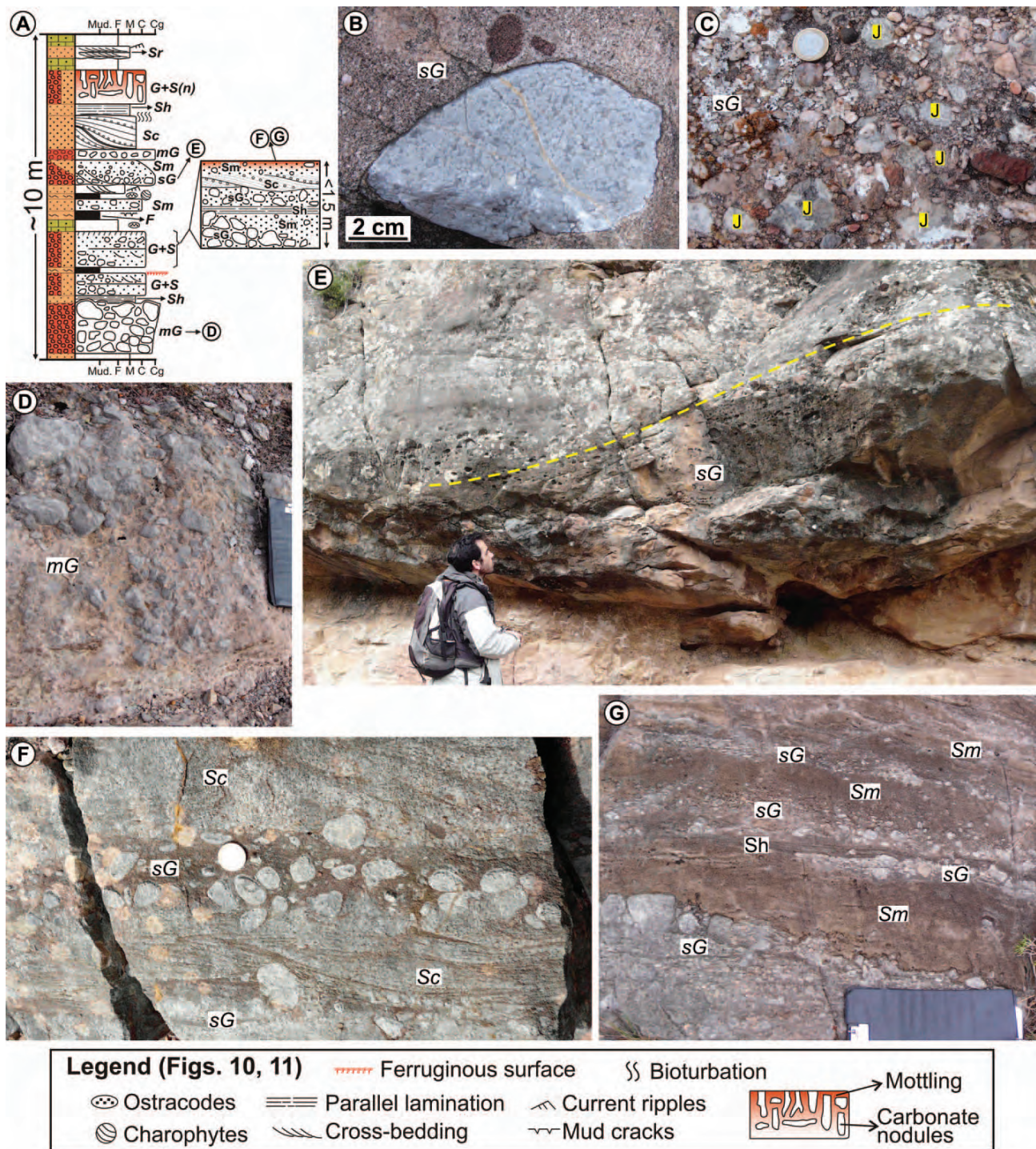


FIG. 10.—Clastic facies association. Facies codes: *G+S*, mixed conglomerate-sandstone bed; *(n)*, mottled bed with carbonate nodules; *mG*, muddy conglomerates; *sG*, sandy conglomerates; *Sm*, massive sandstones; *Sc*, cross-bedded sandstones; *Sh*, parallel-laminated sandstones; *Sr*, rippled sandstones; *F*, siliciclastic mudstones. **A)** Schematic log of the facies of this association, showing their characteristic random distribution and interbedding with sandy limestones. Inset shows detail of a mixed conglomerate-sandstone bed. **B)** Detail of a sandy conglomerate bed showing a large gray lithoclast of Jurassic oolitic limestone and two smaller red lithoclasts of Jurassic sandstone. **C)** Sandy conglomerate bed composed of quartzite pebbles and lithoclasts of Jurassic sandstones (*J*). **D)** Muddy conglomerate bed with inverse grading, composed of Jurassic lithoclasts. Black folder for scale (right) is 33 cm long. **E)** Sandy conglomerate bed showing cross-bedding formed by foresets with tangential bottomsets and topsets (yellow line). **F)** Bed of mixed conglomerate-sandstone composition. Pebbles are Jurassic lithoclasts. At the lower part, note sigmoid-like cross-bedded sandstone with laterally offset stacking patterns (*sensu* Turner and Tester 2006). Coin for scale (left center) is 24 mm in diameter. **G)** Bed of mixed conglomerate-sandstone composition. Pebbles are Jurassic lithoclasts. Black folder for scale is 33 cm long.

been an important source of carbonate-saturated water to the rest of the system. Carbonate facies also occur intercalated with each other (Figs. 3, 4). This fact, together with the ubiquitous features of subaerial exposure and edaphic alteration, and the common evidence of marine influence, suggests that the general depositional system was an extensive low-gradient area, very prone to both flooding and desiccation, located in a coastal setting (i.e., coastal plain). This area was mainly covered by shallow water bodies surrounded by palustrine areas.

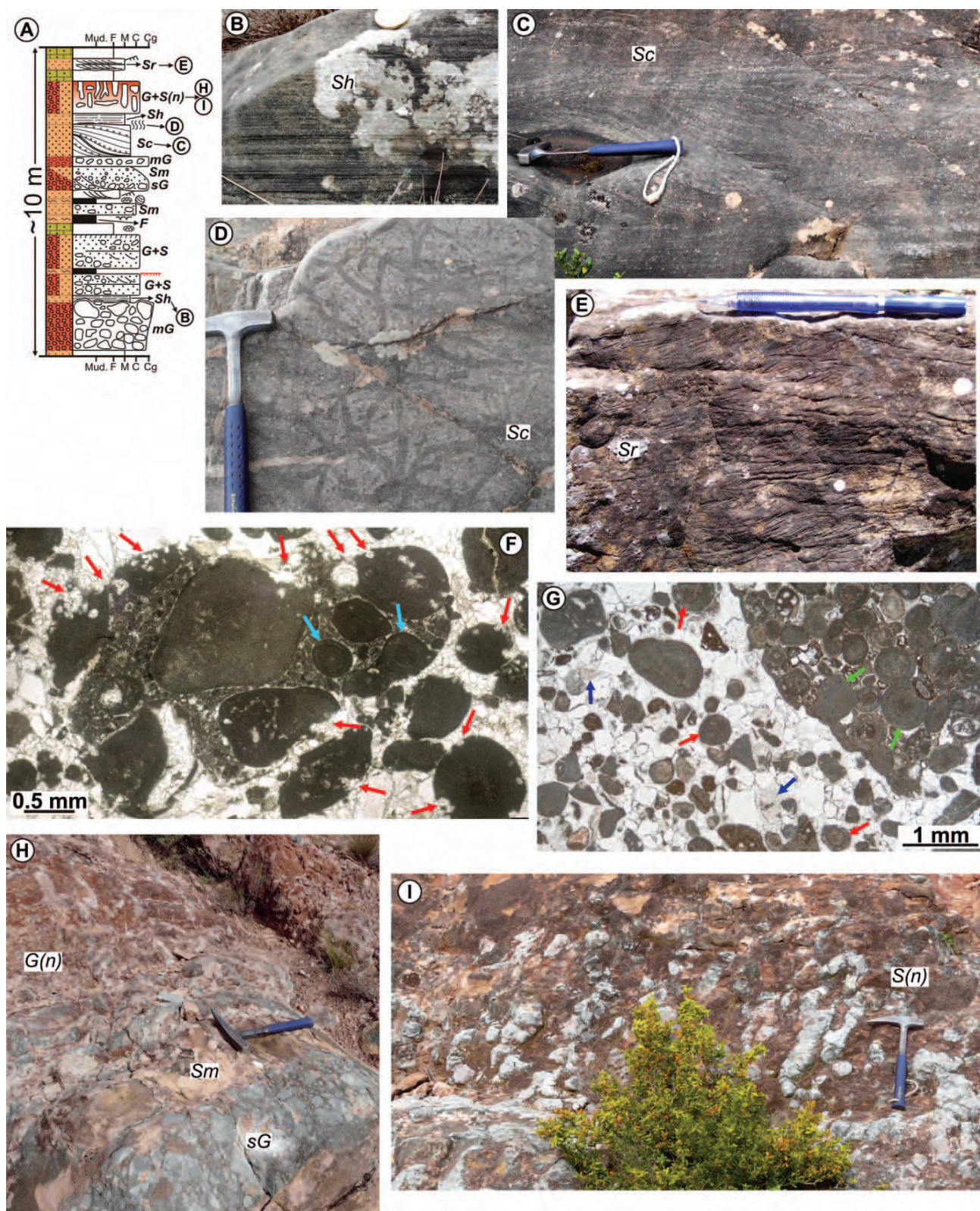
Given this general setting, relatively small variations in any of the factors controlling sedimentation (e.g., freshwater supply, tectonics, eustasy; see Suarez-Gonzalez et al. 2013 for further details) could have easily triggered important spatial changes in the sedimentary environments of the system, which, if repeated through time, would produce the continuous interbedding of contrasting facies observed in the stratigraphic sections (Figs. 3, 4). Therefore, the general depositional system of the Leza Fm was probably configured as a complex mosaic of laterally related sedimentary environments, as it is observed in other low-gradient coastal systems (e.g., Laporte 1967; Martín-Chivelet and Giménez, 1992; Lacovara et al. 2003; Wilkinson and Drummond 2004; Maloof and Grotzinger 2012). In addition, the facies mosaic of the Leza Fm shows further complication by the presence of alluvial fans proximal to the carbonate system.

This general system was divided in two subsystems: a) the western sector, where alluvial fans, clastic-influenced water bodies, and freshwater bodies were especially abundant (Figs. 4, 12C); and b) the eastern sector, with less clastic influence, and where tide-influenced water bodies were associated with evaporitic areas, probably due to a weaker freshwater input than in the western sector, and to a location closer to the marine realm (Fig. 3, 12C). Therefore, the Leza Fm not only represents a system with a wide spectrum of environments, from alluvial fans to marginal marine, but also a complex coastal system where all of those paleoenvironments were closely interrelated with each other.

LOOKING FOR ANALOGUES AND NAMES FOR THE LEZA FM SYSTEM: COASTAL WETLANDS

Such a complex system with many contrasting paleoenvironments and located on the continental-marine transition is not easily classified from a sedimentological point of view because many different names are applied to similar systems in the literature, and because contrasting classifications could be applied to different sectors or environments of the same system. Thus, terminology commonly applied to modern and ancient examples similar to the Leza Fm is here reviewed.

- *Tidal flats* (developed in estuaries and tide-dominated deltas, or as open-coast tidal flats; Dalrymple 2010) are settings favorable to the development of low-gradient sedimentary systems with abundant shallow water bodies, and relatively vegetated areas (e.g., Bird 2008; Gao 2009; Dalrymple 2010). In addition, if tidal flats have significant input of meteoric water (e.g., Bahamas; Hardie and Garrett 1977; Maloof and Grotzinger 2012) they are especially suitable to develop a complex mosaic of environments with variable salinities, like that of the Leza Fm. Similar ancient deposits have, in fact, been interpreted as associated with tidal flats (e.g., West 1975). The studied unit includes tide-influenced deposits, but it lacks other typical facies associations of tidal systems (e.g., sand bars, sand or mud flats, tidal channels; Dalrymple 2010), suggesting that this unit was not part of an estuary or other tide-dominated system.
- Systems equivalent to that of the Leza Fm may occur on modern *delta plains* (e.g., Sasser et al. 2009; Bhattacharya 2010; Flaux et al. 2012), as proposed for similar ancient deposits (e.g., Ágüeda et al. 1991) and even for some areas of the Leza Fm (Guiraud 1983). However, the absence of major distributary-channel deposits associated with the unit (as noted by Guiraud 1983 himself) discourages classification as part of a deltaic system. Moreover, the general evolution of the unit shows a retrograding trend, which contrasts with the characteristic prograding pattern of delta systems (e.g., Bhattacharya 2010).
- The abundance of coarse-grained clastic deposits observed in some areas of the system, and the fact that parts of them were deposited in fresh and marine-influenced water bodies, could prompt a classification of the clastic facies as *fan deltas*, which are sediments delivered by alluvial fans, and deposited entirely or mainly subaqueously within a standing body of water (Nemec and Steel 1988). Although part of the clastic facies of the Leza Fm are interpreted here as deposited subaqueously, water bodies of the system were shallow and relatively ephemeral. In fact, the abundant edaphic features observed in the clastic facies shows that even when deposited subaqueously, clastic deposits were subject to common variation of the water table. In contrast, fan deltas are typically deposited in the sea or relatively perennial water bodies (Nemec and Steel 1988).
- Water bodies of the Leza Fm could be considered *lagoons* or *coastal lakes*. In fact, many similar ancient deposits have been interpreted as lagoons or coastal-lake-lagoon systems (e.g., Dini et al. 1998; Azerêdo et al. 2002b; Batten 2002; López-Martínez et al. 2006; Climent-Domenech et al. 2009; Radley and Allen 2012; Díez-Canseco et al. 2014). However, the term “lagoon” is generally restricted to water bodies partially isolated from the sea by sandy spits or barrier islands (Barnes 1980; Bird 2008), which is not the case for the studied unit. The term “coastal lake” is more suitable for the studied water-body deposits since it just describes lakes located close to the sea. Coastal lakes may have variable salinities (Fregenal-Martínez and Meléndez 2010; Díez-Canseco et al. 2014), as is the case of the studied system. However, usage of the term “coastal lake” in present-day settings commonly refers to fresh water bodies (e.g., Barnes 1980), and in ancient examples it is commonly used to describe lacustrine deposits with sporadic marine influence (e.g., Meléndez et al. 2000; Surlyk et al. 2008). Therefore, the term “coastal lake” may not be totally accurate for the studied system since, besides water bodies with varied salinities, it also included other environments.
- The term “*paralic*” (from the Greek, “close to the sea”) is also applied to ancient sedimentary systems similar to the Leza Fm (e.g., Lacovara et al. 2003). However, it was originally used for clastic coal-bearing coastal deposits by Naumann (1854), and its usage in sedimentology is still generally restricted to such deposits (e.g., Ielpi 2013). Moreover, “paralic” is used in modern settings to describe coastal environments as varied as small sabkhas or the Baltic Sea (Guerloget and Perthuisot 1992), and, therefore, it may be too general a term to constrain the studied system.
- Ancient coastal-plain deposits with variable salinities and abundant edaphic alteration are also often classified as *coastal marshes* (e.g., Plint 1984; Martín-Chivelet and Giménez 1992; Wright 1994; Tibert and Scott 1999; Gastaldo et al. 2006; MacNeil and Jones 2006; Armenteros and Edwards 2012) or *coastal swamps* (e.g., Hudson 1980; DiMichele et al. 2006; Bennett et al. 2012). Both “marsh” and “swamp” are suitable terms for the studied system, since they indicate vegetated, low-gradient, wet areas. However, they are ecological terms based on the type of vegetation (Brinson 2011), and therefore they are not always easy to differentiate in fossil examples. The edaphic features of the studied deposits suggest a predominance of herbaceous vegetation, indicating marsh environments, but woody vegetation, typical of swamp environments, probably also occurred, as suggested by the wide and long carbonate nodules of some calcretes (Fig. 11I). Thus, a broader term including both coastal marshes and swamps, as well as various types of water bodies, is needed for the Leza Fm depositional system.
- Such a broader term may be “*coastal wetlands*.” “Wetland” is a geomorphological and ecological term widely used in sedimentology



to describe ancient vegetation-rich and coal-bearing deposits (e.g., Greb and DiMichele 2006). Moreover, modern freshwater wetlands are regarded as the most appropriate analogues for ancient palustrine deposits (e.g., Weedman 1994; Valero Garcés and Gierlowski-Kordesch 1994; Wright and Platt 1995; Liutkus and Ashley 2003; Dunagan and Turner 2004; Alonso-Zarza et al. 2006; Marty and Meyer 2006; Reuter et al. 2009; Buscalioni and Fregenal-Martínez 2010). The Leza Fm has many features in common with these ancient freshwater wetlands, but the close interrelationship between the continental and marine realms suggests that its general depositional system should instead be termed “coastal wetlands.” The term “coastal wetlands” is very commonly used for modern environments in geomorphology (e.g., Perillo et al. 2009) and it has been proposed for some ancient coal-bearing coastal deposits (e.g., Greb et al. 2006; Rygel et al. 2006; Calder et al. 2006), but it is still not widespread in sedimentology for the description of ancient environments. Modern coastal wetlands include a wide spectrum of environments, such as freshwater marshes and lakes, mangroves, tidal flats, lagoons, or salt marshes (Wolanski et al. 2009), which resemble the variety of paleoenvironments recorded in the studied unit. Coastal wetlands can occur associated with any of the general coastal systems discussed above (i.e., deltas, estuaries, tidal flats, and lagoons; Perillo et al. 2009), but they can also occur as a sedimentary system *per se*. In fact, one of the most representative modern systems of coastal wetlands, the SW area of the Florida Everglades, does not occur as part of any of the aforementioned general settings, being formed by different environments at the marine-influenced distal area of a very low-gradient and broad drainage system without major distributary channels (VanArman 1984; Platt and Wright 1992; Marshall et al. 2009). Therefore, ancient coastal wetlands deposits may be part of broader coastal systems and thus could be classified differently (such as part of a delta plain, or as estuarine tidal flats), but when ancient deposits lack evidence to interpret them as part of those systems, as is the case of the Leza Fm, “coastal wetlands” may be the most accurate sedimentological term for their classification.

Other modern coastal wetlands can be evaluated as analogues of the studied deposits. The Camargue coastal wetlands (SE France), for example, show a varied salinity in their water bodies (from fresh to hypersaline), both in their spatial distribution (Britton and Podlajski 1981) and in their evolution through time (Muller et al. 2008). However, the Camargue wetlands differ from the Leza Fm in that they are mainly siliciclastic and are part of a broader deltaic system. Furthermore, the studied deposits present the peculiarity of being closely associated with coarse clastic alluvial-fan systems. This situation makes the Leza Fm relatively unusual, because alluvial fans may drain into continental wetlands (e.g., Quade et al. 1995; Dorado Valiño et al. 2002; Grenfell et al. 2009), but coarse clastic deposits are only occasionally observed in similar coastal settings (e.g., Fernández et al. 1988; Allen and Gastaldo 2006; Ielpi 2013). In this regard, a better analogue for the Leza Fm may be the Mesopotamian marshes (SE Iraq and SW Iran), which are drained by the Tigris and Euphrates rivers, but are also laterally associated with

alluvial fans (Baltzer and Purser 1990; Aqrabi 2001; Plaziat and Younis 2005; Heyvaert and Baeteman 2007). These marshes are currently located ~ 100 km inland, but since they have low elevation (< 10 m), they were configured as coastal wetlands during higher sea-level periods of the Holocene (Heyvaert and Baeteman 2007). As with the Leza Fm, the sedimentary record of these Mesopotamian wetlands contains clastic deposits, from fluvial and alluvial discharges, carbonate deposits, formed in shallow water bodies, and evaporites (Baltzer and Purser 1990; Plaziat and Younis 2005). Although the general tectonic and climatic context of the Mesopotamian wetlands differs from that of the Cretaceous unit studied here, their Holocene sedimentological evolution may provide an analogue for the complex interrelationship of alluvial-fan discharges, freshwater input, evaporation, and marine influence observed in the Leza Fm.

CONCLUDING REMARKS: SEDIMENTOLOGICAL CRITERIA FOR THE CHARACTERIZATION OF ANCIENT COASTAL WETLAND SYSTEMS

Comparison of the detailed sedimentological case study presented here with published information on similar modern and ancient systems (cited in the previous section) provides the opportunity to find clues that may contribute to a general sedimentological characterization of ancient coastal wetlands. Ideally, coastal wetland deposits could record the complete transition from purely continental to wholly marine areas, but this transition is not always observable due to erosion, tectonics, or outcrop conditions, hindering their recognition. In addition, coastal wetlands may occur as part of broader-scale depositional systems (e.g., deltas or estuaries), or as depositional systems themselves (as in the case of the Leza Fm). If they are part of a broader system they may be easier to recognize and could be classified differently (as part of the delta plain, or as estuarine tidal flats, for example). But if they are not associated with any established coastal system, “coastal wetlands” may be their most appropriate classification, and the following general features may provide some useful criteria for their recognition and characterization in the sedimentological record:

- Since coastal wetlands are very low-gradient and commonly broad systems, with the water table at or close to the surface, they are likely to produce *sedimentary units dominated by shallow-water facies*. Therefore, even subtle variations of the water table can cause exposure of wide areas, entailing that *desiccation and edaphic features may be very abundant*. However, since the water table of coastal wetlands is at least partially controlled by sea level, total and prolonged desiccation periods may not be common, especially in tide-influenced areas.
- Water bodies are the main locus of sedimentation in coastal wetlands. *Salinity may be strongly variable* in the same system, and even adjacent water bodies may show contrasting salinities depending on the local influence of freshwater and seawater. Therefore, coastal wetlands are prone to record *a wide spectrum of interrelated and interbedded facies*. Variations in the controlling factors of the system (e.g., tectonics, eustasy, climate) may produce relevant changes in the water bodies

←

FIG. 11.—Clastic facies association. Facies codes: G+S, mixed conglomerate–sandstone bed; (n), mottled bed with carbonate nodules; mG, muddy conglomerates; sG, sandy conglomerates; Sm, massive sandstones; Sc, cross-bedded sandstones; Sh, parallel-laminated sandstones; Sr, rippled sandstones; F, siliciclastic mudstones. **A)** Schematic log of the facies of this association, showing their characteristic random distribution and interbedding with sandy limestones. **B)** Bed of parallel-laminated sandstone. **C)** A sigmoid-like cross-bed set of the cross-bedded sandstones showing convex-upwards topsets and tangential bottomsets. **D)** Top surface of cross-bedded sandstones with horizontal burrows. Note that burrows commonly cross each other and locally show Y-shaped branching. **E)** Rippled sandstone bed. **F)** Sandstone photomicrograph with a pebble of Jurassic oolitic limestone and individual Jurassic ooids included as sandstone grains. Red arrows point to small sac-like borings at the borders of the oolitic pebble and of the ooids. Note that borders of the ooids within the pebble (blue arrow) are not bored. **G)** Photomicrograph of a sandstone that contains a Jurassic lithoclast (upper right) formed mainly by bioclasts and ooids (green arrows). Ooids (red arrows) and bioclasts (echinoid plates, blue arrows) from the Jurassic lithoclasts are also included as individual grains in the sandstone. **H)** Beds of the clastic facies association showing orange-red mottling at the top (upper left) and vertically elongated white carbonate nodules. **I)** Detail of a mottled sandstone bed with wide and long white carbonate nodules.

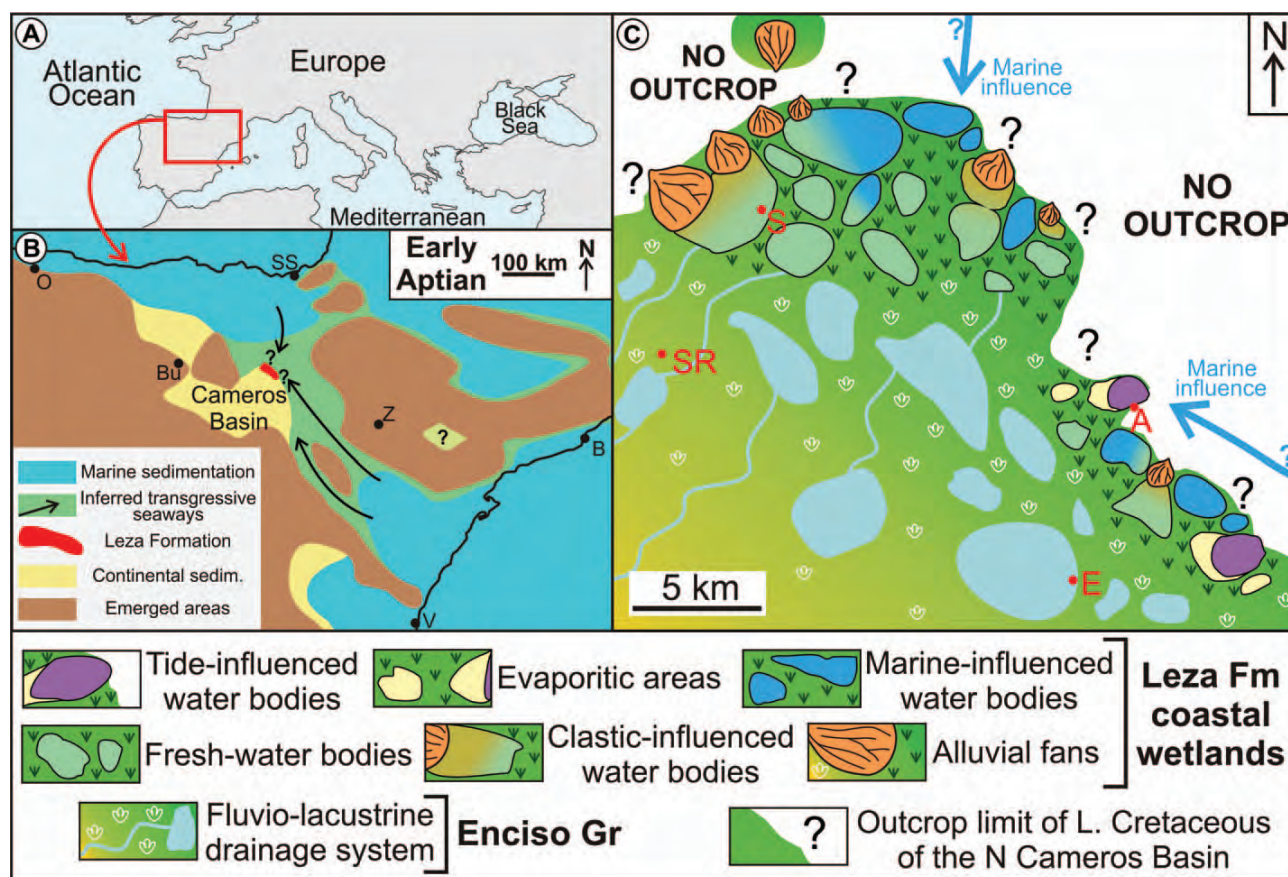


FIG. 12.—Paleogeography of the Leza Fm. **A)** Geographical location of the studied area. **B)** Paleogeographic map of the NE Iberian Peninsula during the early Aptian global sea-level rise, based on outcrop and borehole data (modified after Suarez-Gonzalez et al. 2013). **C)** Map showing a general interpretation of the spatial distribution of depositional environments in NE Cameros Basin during the sedimentation of the Leza Fm coastal wetlands, showing the complex array of sedimentary environments that characterizes these multifaceted depositional systems (see text for explanation). The map covers approximately the same area as the map in Figure 1D. White areas represent zones of no outcrop of Lower Cretaceous rocks, which may have been the areas where Jurassic substrate of the Cameros Basin cropped out, being the source of the Leza Fm alluvial fans (see Suarez-Gonzalez et al. 2013 for further detail). In red, initials of main towns of the area, as in Figure 1B, D (S, Soto en Cameros; SR, San Román de Cameros; A, Arnedillo; E, Enciso).

(e.g., area, depth, water sources, salinity) and, thus, *sharp vertical transitions between contrasting facies* can be expected.

- In addition to this complex array of facies, if coastal wetlands are located on a tectonically active setting, local generation of relief may produce alluvial fans. Their base level would be the water table of the coastal wetlands, and sediment coming from the alluvial fans may be deposited in the water bodies.
- The variety of shallow aquatic environments provides a setting favorable for organic development, and coastal wetlands commonly produce *coal-bearing deposits*. Biotic communities of freshwater and marine affinities may be preserved in the same coastal wetland unit. However, even subtle or short-lasting changes in a particular sedimentary environment may significantly affect its biotic content but not its lithological features, and therefore, *the same facies may include contrasting fossils* (e.g., freshwater and marine) in different localities or at different moments of its evolution. Furthermore, desiccation, anomalous salinities, and salinity variations are stressful factors that limit diversity of most metazoans, and thus, coastal wetland deposits *can also be relatively poor in fossils or dominated by low-diversity communities*. Nevertheless, coastal wetlands are likely to host *abundant and diverse microbial communities*, which may be preserved as

microbial carbonates. In any case, microbial organic matter can be preserved in the sediment, producing dark bituminous facies.

ACKNOWLEDGEMENTS

This research was funded by the Spanish DIGICYT Project CGL2011-22709, by the research group “Sedimentary Basin Analysis” UCM-CM 910429 of the Complutense University of Madrid, and by a FPU scholarship from the Spanish Department of Education. We thank reviewers Paul Wright and Concha Arenas, as well as associate editor Peter Burgess and editor Leslie Melim for carefully reading the original manuscript, and for all their constructive comments, which have been of great help to improve the quality of this article. We are also thankful to Beatriz Moral, Gilberto Herrero, and Juan Carlos Salamanca for thin-section preparation, to Modesto Escudero and José Andrés Lira for technical and computer assistance, and to Laura Donadeo and María Victoria Romero for help with the bibliography.

REFERENCES

- ÁGUEDA, J.A., BAHAMONDE, J.R., BARBA, F.J., BARBA, P., COLMENERO, J.R., FERNÁNDEZ, L.P., SALVADOR, C.I., AND VERA, C., 1991, Depositional environments in Westphalian coal-bearing successions of the Cantabrian Mountains, northwest Spain: Société Géologique de France, Bulletin, v. 162, p. 325–333.

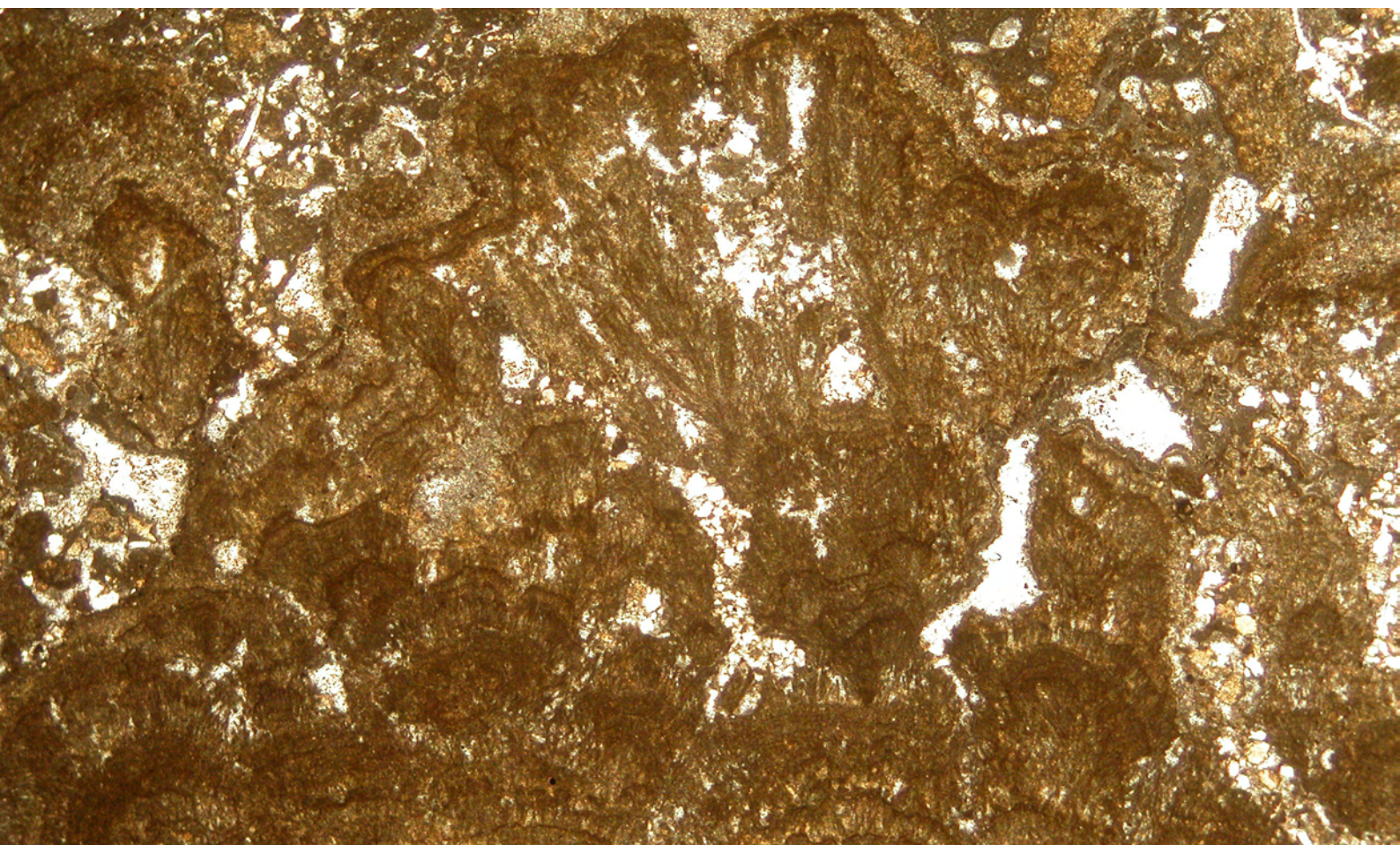
- ALLEN, J.P., AND GASTALDO, R.A., 2006, Sedimentology and taphonomy of the Early to Middle Devonian plant-bearing beds of the Trout Valley Formation, Maine, in Greb, S.F., and DiMichele, W.A., eds., *Wetlands through Time: Geological Society of America, Special Papers* 399, p. 57–78.
- ALONSO, A., AND MAS, R., 1990, El Jurásico superior marino en el Sector Demanda–Camos (La Rioja–Soria): Cuadernos de Geología Ibérica, v. 14, p. 173–198.
- ALONSO, A., AND MAS, R., 1993, Control tectónico e influencia del eustatismo en la sedimentación del Cretácico Inferior de la Cuenca de los Cameros, España: Cuadernos de Geología Ibérica, v. 17, p. 285–310.
- ALONSO-AZCÁRATE, J., RODAS, M., BARRENECHEA, J.F., AND MAS, J.R., 2005, Clay minerals as provenance indicators in continental lacustrine sequences: the Leza Formation, Early Cretaceous, Cameros Basin, northern Spain: *Clay Minerals*, v. 40, p. 79–92.
- ALONSO-ZARZA, A.M., AND WRIGHT, V.P., 2010a, Calcretes, in Alonso-Zarza, A.M., and Tanner, L.H., eds., *Carbonates in Continental Settings. Facies, Environments and Processes*: Amsterdam, Elsevier, *Developments in Sedimentology* 61, p. 225–267.
- ALONSO-ZARZA, A.M., AND WRIGHT, V.P., 2010b, Palustrine carbonates, in Alonso-Zarza, A.M., and Tanner, L.H., eds., *Carbonates in Continental Settings. Facies, Environments and Processes*: Amsterdam, Elsevier, *Developments in Sedimentology* 61, p. 103–131.
- ALONSO-ZARZA, A.M., DORADO-VALIÑO, M., VALDEOLMILLOS-RODRÍGUEZ, A., AND RUIZ-ZAPATA, M.B., 2006, A recent analogue for palustrine carbonate environments: the Quaternary deposits of Las Tablas de Daimiel wetlands, Ciudad Real, Spain, in Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H., eds., *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates*: Geological Society of America, *Special Paper* 416, p. 153–168.
- AQRAWI, A.A.N., 2001, Stratigraphic signatures of climatic changes during the Holocene evolution of the Tigris–Euphrates delta, lower Mesopotamia: *Global and Planetary Change*, v. 28, p. 267–283.
- ARENAS, C., AND PARDO, G., 1999, Latest Oligocene–Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 151, p. 127–148.
- ARENAS-ABAD, C., VÁZQUEZ-URBEZ, M., PARDO-TIRAPU, G., AND SANCHO-MARCÉN, C., 2010, Fluvial and associated carbonate deposits, in Alonso-Zarza, A.M., and Tanner, L.H., eds., *Carbonates in Continental Settings. Facies, Environments and Processes*: Amsterdam, Elsevier, *Developments in Sedimentology* 61, p. 133–175.
- ARMENTEROS, I., AND EDWARDS, N., 2012, Palaeogeographic, palaeoclimatic, palaeohydrological and chemical/biochemical controls on accumulation of late Eocene coastal lacustrine–palustrine limestones, Southern England: *Sedimentary Geology*, v. 281, p. 101–118.
- ARP, G., AND MENNERICH, C., 2008, Ostracod assemblages, palaeoenvironment and cyclicity of Purbeck-type sediments of the Münders Formation (Lower Cretaceous, Hils Syncline, N-Germany): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 264, p. 230–249.
- ARRIBAS, M.E., 1986, Petrología y análisis secuencial de los carbonatos lacustres del Paleógeno del sector N de la cuenca Terciaria del Tajo (Provincia de Guadalajara): Cuadernos de Geología Ibérica, v. 10, p. 295–334.
- AZERÊDO, A.C., CABRAL, M.C., RAMALHO, M.M., AND PEREIRA, R., 2002a, Overview of microfossil assemblages and palaeoecological signatures in the middle–upper Jurassic transitional successions from the Lusitanian Basin, Portugal: *Instituto Geológico e Mineiro, Comunicações*, v. 89, p. 155–178.
- AZERÊDO, A.C., WRIGHT, V.P., AND RAMALHO, M.M., 2002b, The Middle–Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system: *Sedimentology*, v. 49, p. 1339–1370.
- BALDWIN, A.H., BARENDREGT, A., AND WHIGHAM, D., 2009, Tidal freshwater wetlands: an introduction to the ecosystem, in Barendregt, A., Whigham, D., and Baldwin, A., eds., *Tidal Freshwater Wetlands*: Leiden, Backhuys, p. 1–10.
- BALTZER, F., AND PURSER, B.H., 1990, Modern alluvial fan and deltaic sedimentation in a foreland tectonic setting: the Lower Mesopotamian Plain and the Arabian Gulf: *Sedimentary Geology*, v. 67, p. 175–197.
- BARNES, R.S.K., 1980, *Coastal Lagoons*: Cambridge, U.K., Cambridge University Press, 106 p.
- BATTEN, D.J., 2002, Paleoenvironmental setting of the Purbeck Limestone Group of Dorset, southern England, in Milner, A.R., and Batten, D.J., eds., *Life and Environments in Purbeck Times: The Palaeontological Association, Special Papers in Palaeontology* 68, p. 13–20.
- BENNETT, C.E., SIVETER, D.J., DAVIES, S.J., WILLIAMS, M., WILKINSON, I.P., BROWNE, M., AND MILLER, C.G., 2012, Ostracodes from freshwater and brackish environments of the Carboniferous of the Midland Valley of Scotland: the early colonization of terrestrial water bodies: *Geological Magazine*, v. 149, p. 366–396.
- BENVENUTI, M., AND MARTINI, I.P., 2002, Analysis of terrestrial hyperconcentrated flows and their deposits, in Martini, I.P., Baker, V.R., and Garzón, G., eds., *Flood and Megaflow Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples*: International Association of Sedimentologists, *Special Publication* 32, p. 167–193.
- BHATTACHARYA, J.P., 2010, Deltas, in James, N.P., and Dalrymple, R.W., eds., *Facies Models 4: St. John's, Newfoundland, Geological Association of Canada*, p. 233–264.
- BIRD, E.C.F., 2008, *Coastal Geomorphology, an Introduction*: Chichester, Wiley, 436 p.
- BLAIR, T.C., AND MCPHERSON, J.G., 1994, Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages: *Journal of Sedimentary Research*, v. 64, p. 450–489.
- BLAIR, T.C., AND MCPHERSON, J.G., 2008, Quaternary sedimentology of the Rose Creek fan delta, Walker Lake, Nevada, USA, and implications to fan-delta facies model: *Sedimentology*, v. 55, p. 579–615.
- BRINSON, M.M., 2011, Classification of wetlands, in LePage, B.A., ed., *Wetlands*: Amsterdam, Springer, p. 95–113.
- BRITTON, R.H., AND PODLEJSKI, V.D., 1981, Inventory and classification of the wetlands of the Camargue (France): *Aquatic Botany*, v. 10, p. 195–228.
- BROMLEY, R.G., 1994, The palaeoecology of bioerosion, in Donovan, S.K., ed., *The Palaeobiology of Trace Fossils*: Chichester, Wiley, p. 134–154.
- BUSCALIONI, A.D., AND FREGENAL-MARTÍNEZ, M.A., 2010, A holistic approach to the palaeoecology of Las Hoyas *Konservat-Lagerstätte* (La Huérguina Formation, Lower Cretaceous, Iberian Ranges, Spain): *Journal of Iberian Geology*, v. 36, p. 297–326.
- CALDER, J.H., GIBLING, M.R., SCOTT, A.C., DAVIES, S.J., AND HEBERT, B.L., 2006, A fossil lycopsid forest succession in the classic Joggins section of Nova Scotia: paleoecology of a disturbance-prone Pennsylvanian wetland, in Greb, S.F., and DiMichele, W.A., eds., *Wetlands through Time: Geological Society of America, Special Paper* 399, p. 169–195.
- CARRAS, N., CONRAD, M.A., AND RADOICIC, R., 2006, *Salpingoporella*, a common genus of Mesozoic Dasycladales (calcareous green algae): *Revue de Paléobiologie*, v. 25, p. 457–517.
- CARTER, R.W.G., 1988, Coastal Environments, an Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines: London, Academic Press, 617 p.
- CLIMENT-DOMENECH, H., MARTÍN-CLOSAS, C., AND SALAS, R., 2009, Charophyte-rich microfossils in the Barremian of the Eastern Iberian Chain (Spain): *Facies*, v. 55, p. 387–400.
- COLLINSON, J.D., 1969, The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of Northern England: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 39, p. 194–221.
- COMMITTEE ON ALLUVIAL FAN FLOODING, 1996, *Alluvial Fan Flooding*: Washington D.C., National Academy Press, 172 p.
- COSTA, J.E., 1988, Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows, in Baker, V.R., Kochel, R.C., and Patton, P.C., eds., *Flood Geomorphology*: New York, Wiley, p. 113–122.
- DALRYMPLE, R.W., 2010, Tidal depositional systems, in James, N.P., and Dalrymple, R.W., eds., *Facies Models 4: St. John's, Newfoundland, Geological Association of Canada*, p. 201–231.
- DAVIDSON-ARNOTT, R., 2010, *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*: Cambridge, U.K., Cambridge University Press, 442 p.
- DECELLES, P.G., GRAY, M.B., RIDGWAY, K.D., COLE, R.B., PIVNIK, D.A., PEQUERA, N., AND SRIVASTAVA, P., 1991, Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana: *Sedimentology*, v. 38, p. 567–590.
- DE GIBERT, J.M., DOMENECH, R., AND MARTINELL, J., 2012, Rocky shorelines, in Knaust, D., and Bromley, R.G., eds., *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments*: Amsterdam, Elsevier, *Developments in Sedimentology* 64, p. 441–462.
- DEMICO, R.V., AND HARDIE, L.A., 1994, Sedimentary Structures and Early Diagenetic Features of Shallow Marine Carbonate Deposits: SEPM, *Atlas Series* 1, 265 p.
- DICKSON, J.A.D., 1966, Carbonate identification and genesis as revealed by staining: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 36, p. 491–505.
- DÍEZ-CANSECO, D., ARZ, J.A., BENITO, M.I., DÍAZ-MOLINA, M., AND ARENILLAS, I., 2014, Tidal influence in redbeds: a palaeoenvironmental and biochronostratigraphic reconstruction of the Lower Tertiary Fm (South-Central Pyrenees Spain) around the Cretaceous/Paleogene boundary: *Sedimentary Geology*, v. 312, p. 31–49.
- DI MICHELE, W.A., TABOR, N.J., CHANEY, D.S., AND NELSON, W.J., 2006, From wetlands to wet spots: environmental tracking and the fate of Carboniferous elements in Early Permian tropical floras, in Greb, S.F., and DiMichele, W.A., eds., *Wetlands through Time: Geological Society of America, Special Paper* 399, p. 223–248.
- DINI, M., TUNIS, G., AND VENTURINI, S., 1998, Continental, brackish and marine carbonates from the Lower Cretaceous of Kolone-Barbariga (Istria, Croatia): stratigraphy, sedimentology and geochemistry: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 140, p. 245–269.
- DORADO VALIÑO, M., VALDEOLMILLOS RODRÍGUEZ, A., RUIZ ZAPATA, B., GIL GARCÍA, M.J., AND DE BUSTAMANTE GUTIÉRREZ, I., 2002, Climatic changes since the Late–Glacial/Holocene transition in La Mancha Plain (South-central Iberian Peninsula, Spain) and their incidence on Las Tablas de Daimiel marshlands: *Quaternary International*, v. 93–94, p. 73–84.
- DUNAGAN, S.P., AND TURNER, C.E., 2004, Regional paleohydrologic and paleoclimatic settings of wetland/lacustrine depositional systems in the Morrison Formation (Upper Jurassic), Western Interior, USA: *Sedimentary Geology*, v. 167, p. 269–296.
- DUNHAM, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W.E., ed., *Classification of Carbonate Rocks*: American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 1, p. 108–121.
- ESTEBAN, M., AND KLAPPA, C.F., 1983, Subaerial exposure environment, in Scholle, P.A., Bebout, D.G., and Moore, C.H., eds., *Carbonate Depositional Environments*: American Association of Petroleum Geologists, *Memoir* 33, p. 1–54.
- FERNÁNDEZ, L.P., ÁGÜEDA, J.A., COLMENERO, J.R., SALVADOR, C.I., AND BARBA, P., 1988, A coal-bearing fan-delta complex in the Westphalian D of the Central Coal Basin, Cantabrian Mountains northwestern Spain: implications for the recognition of humid-type fan deltas, in Nemec, W., and Steel, R.J., eds., *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*: London, Blackie and Son, p. 286–302.
- FISHER, R.V., 1971, Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 41, p. 916–927.

- FLAUX, C., EL-ASSAL, M., MARRINER, N., MORHANGE, C., ROUCHY, J.M., SOULIÉ-MARSCHÉ, I., AND TORAB, M., 2012, Environmental changes in the Maryut lagoon (northwestern Nile delta) during the last ~2000 years: *Journal of Archaeological Science*, v. 39, p. 3493–3504.
- FREGENAL-MARTÍNEZ, M.A., AND MELÉNDEZ, N., 1994, Sedimentological analysis of the Lower Cretaceous lithographic limestones of the “Las Hoyas” fossil site (Serranía de Cuenca, Iberian Range, Spain): *Geobios*, v. 16, p. 185–193.
- FREGENAL-MARTÍNEZ, M.A., AND MELÉNDEZ, N., 2010, Lagos y sistemas lacustres, in Arche, A., ed., *Sedimentología. Del Proceso Físico a la Cuenca Sedimentaria*: Madrid, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, p. 299–396.
- FREY, R.W., AND BASAN, P.B., 1978, Coastal salt marshes, in Davis, R.A., ed., *Coastal Sedimentary Environments*: New York, Springer-Verlag, p. 101–169.
- FREYET, P., 1973, Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc (Southern France): *Sedimentary Geology*, v. 10, p. 25–60.
- GAO, S., 2009, Geomorphology and sedimentology of tidal flats, in Perillo, G.M.E., Wolanski, E., Cahoon, D.R., and Brinson, M.M., eds., *Coastal Wetlands*: Amsterdam, Elsevier, p. 295–316.
- GASTALDO, R.A., GIBSON, M.A., AND BLANTON-HOOKS, A., 2006, A Late Mississippian back-barrier marsh ecosystem in the Black Warrior and Appalachian Basins, in Greb, S.F., and DiMichele, W.A., eds., *Wetlands through Time*: Geological Society of America, Special Paper 399, p. 139–154.
- GREB, S.F., AND DIMICHELE, W.A., eds., 2006, *Wetlands through Time*: Geological Society of America, Special Paper 399, 332 p.
- GREB, S.F., DIMICHELE, W.A., AND GASTALDO, R.A., 2006, Evolution and importance of wetlands in Earth history, in Greb, S.F., and DiMichele, W.A., eds., *Wetlands through Time*: Geological Society of America, Special Paper 399, p. 1–40.
- GRENELL, M.C., ELLERY, W.N., AND GRENELL, S.E., 2009, Valley morphology and sediment cascades within a wetland system in the KwaZulu-Natal Drakensberg Foothills, Eastern South Africa: *Catena*, v. 78, p. 20–35.
- GUERLOGET, O., AND PERTHUISOT, J.P., 1992, Paralic ecosystems. Biological organization and functioning: *Vie et Milieu*, v. 42, p. 215–251.
- GUERNET, C., AND LETHIERS, F., 1989, Ostracodes et recherche des milieux anciens: possibilités et limites: *Société Géologique de France, Bulletin, série 8*, v. V, p. 577–588.
- GUIRAUD, M., 1983, Evolution tectono-sédimentaire du Bassin Wealdien (Crétacé Inférieur) en relais de décrochements de Logroño-Soria (N-W Espagne) [Ph.D. thesis]: Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 184 p.
- HAGAN, G.M., AND LOGAN, B.W., 1974, Development of carbonate banks and hypersaline basins, Shark Bay, Western Australia, in Logan, B.W., ed., *Evolution and Diagenesis of Quaternary Carbonate Sequences, Shark Bay, Western Australia*: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 22, p. 61–139.
- HARDIE, L.A., AND GARRETT, P., 1977, General environmental setting, in Hardie, L.A., ed., *Sedimentation on the Modern Carbonate Tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas*: Baltimore, The John Hopkins University Press, p. 12–49.
- HARDIE, L.A., AND GINSBURG, R.N., 1977, Layering: the origin and environmental significance of lamination and thin bedding, in Hardie, L.A., ed., *Sedimentation on the Modern Carbonate Tidal Flats of Northwest Andros Island, Bahamas*: Baltimore, The John Hopkins University Press, p. 50–123.
- HASLETT, S.K., 2000, *Coastal Systems*: London, Routledge, 218 p.
- HEYVAERT, V.M.A., AND BAETEMAN, C., 2007, Holocene sedimentary evolution and palaeocoastlines of the Lower Khuzestan plain (southwest Iran): *Marine Geology*, v. 242, p. 83–108.
- HORTON, B.K., AND SCHMITT, J.G., 1996, Sedimentology of a lacustrine fan-delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA: *Sedimentology*, v. 43, p. 133–155.
- HUDSON, J.D., 1980, Aspects of brackish-water facies and faunas from the Jurassic of north-west Scotland: *Proceedings of the Geologists' Association*, v. 91, p. 99–105.
- IELPI, A., 2013, Frequency-reliant correlative patterns of asymmetric lacustrine-paralic sequences: a genetic approach to the late Miocene *Bithynia* marlstones of the southeastern Volterra Basin, Italy: *Journal of Sedimentary Research*, v. 83, p. 377–394.
- JAHNERT, R.J., AND COLLINS, L.B., 2012, Characteristics, distribution and morphogenesis of subtidal microbial systems in Shark Bay, Australia: *Marine Geology*, v. 303–306, p. 115–136.
- JAMES, N.P., 1979, Shallowing-upward sequences in carbonate models, in Walker, R.G., ed., *Facies Models*: Toronto, Geoscience Canada, p. 109–117.
- KLAPPA, C.F., 1980, Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance: *Sedimentology*, v. 27, p. 613–629.
- LACOVARA, K.J., SMITH, J.R., SMITH, J.B., AND LAMANNA, M.C., 2003, The Ten Thousand Islands coast of Florida: a modern analog to low-energy mangrove coasts of Cretaceous epeiric seas, in Davis, R.A., Sallenger, A., and Howd, P., eds., *Proceedings of the 5th International conference on Coastal Sediments*: New Jersey, World Scientific Publishing, p. 1773–1784.
- LAPORTE, L.F., 1967, Carbonate deposition near mean sea-level and resultant facies mosaic: Manlius Formation (Lower Devonian) of New York State: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 51, p. 73–101.
- LIUTKUS, C.M., AND ASHLEY, G.M., 2003, Facies model of a semiarid freshwater wetland, Olduvai gorge, Tanzania: *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, p. 691–705.
- LOGAN, B.W., 1974, Inventory of diagenesis in Holocene–Recent carbonate sediments, Shark Bay, Western Australia, in Logan, B.W., ed., *Evolution and Diagenesis of Quaternary Carbonate Sequences, Shark Bay, Western Australia*: American Association of Petroleum Geologists, Memoir 22, p. 195–249.
- LOMBARD, A., 1956, *Géologie Sédimentaire, Les Séries Marines*: Paris, Masson, 722 p.
- LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., ARRIBAS, M.E., ROBADOR, A., VICENS, E., AND ARDEVOL, L., 2006, Los carbonatos danienses (Unidad 3) de la Fm Tremp (Pirineos Sur-Centrales): paleogeografía y relación con el límite Cretácico–Terciario: *Sociedad Geológica de España, Revista*, v. 19, p. 233–255.
- MACNEIL, A.J., AND JONES, B., 2006, Palustrine deposits on a Late Devonian coastal plain: sedimentary attributes and implications for concepts of carbonate sequence stratigraphy: *Journal of Sedimentary Research*, v. 76, p. 292–309.
- MALOOF, A.C., AND GROTZINGER, J.P., 2012, The Holocene shallowing-upward parasequence of north-west Andros Island, Bahamas: *Sedimentology*, v. 59, p. 1357–1407.
- MARSHALL, F.E., WINGARD, G.L., AND PITTS, P., 2009, A simulation of historic hydrology and salinity in Everglades National Park: coupling paleoecologic assemblage data with regression models: *Estuaries and Coasts*, v. 32, p. 37–53.
- MARTÍN-CHIVELET, J., AND GIMÉNEZ, R., 1992, Palaeosols in microtidal carbonate sequences, Sierra de Utiel Formation, Upper Cretaceous, SE Spain: *Sedimentary Geology*, v. 81, p. 125–145.
- MARTÍN-CLOSAS, C., AND GRAMBAST-FESSARD, N., 1986, Les charophytes du Crétacé Inférieur de la région du Maestrat (Chaîne Ibérique, Catalanes, Espagne): *Paléobiologie Continentale*, v. 15, p. 1–66.
- MARTY, D., AND MEYER, C.A., 2006, Depositional conditions of carbonate-dominated palustrine sedimentation around the K-T boundary (*Faciès Rognacien*, northeastern Pyrenean foreland, southwestern France), in Alonso-Zarza, A.M., and Tanner, L.H., eds., *Paleoenvironmental Record and Applications of Calcretes and Palustrine Carbonates*: Geological Society of America, Special Paper 416, p. 169–187.
- MAS, J.R., ALONSO, A., AND GUIMERÀ, J., 1993, Evolución tectonosedimentaria de una Cuenca extensional intraplaca: la Cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja–Soria): *Sociedad Geológica de España, Revista*, v. 6, p. 129–144.
- MAS, J.R., BENITO, M.I., ARRIBAS, J., ALONSO, A., ARRIBAS, M.E., LOHMANN, K.C., HERNÁN, J., QUIJADA, E., SUÁREZ, P., AND OMODEO, S., 2011, Evolution of an intraplate rift basin: the Latest Jurassic–Early Cretaceous Cameros Basin (Northwest Iberian Ranges, North Spain): *Geo-Guías*, v. 8, p. 117–154.
- MAZZULLO, S.J., AND BIRDWELL, B.A., 1989, Syngenetic formation of grainstones and siltolites from fenestral carbonates in peritidal settings: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 59, p. 605–611.
- MELÉNDEZ, A., SORIA, A.R., AND MELÉNDEZ, N., 2000, A coastal lacustrine system in the lower Barremian from the Oligite subbasin, central Iberian Range, northeastern Spain, in Gierlowski-Kordesch, E.H., and Kelts, K.R., eds., *Lake Basins Through Space and Time*: American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology 46, p. 279–284.
- MENDELSSOHN, I.A., AND BATZER, D.P., 2006, Abiotic constraints for wetland plants and animals, in Batzer, D.P., and Sharitz, R.R., eds., *Ecology of Freshwater and Estuarine Wetlands*: Berkeley, University of California Press, p. 82–114.
- MIAL, A.D., 1977, A review of the braided-river depositional environment: *Earth-Science Reviews*, v. 13, p. 1–62.
- MOJON, P.O., 1989, Polymorphisme écophtotypique et paléocologie des Porocharacées (Charophytes) du Crétacé basal (Berriasien) du Jura Franco-Suisse: *Revue de Paléobiologie*, v. 2, p. 505–524.
- MORATALLA, J.J., AND HERNÁN, J., 2010, Probable paleogeographic influences of the Lower Cretaceous Iberian rifting phase in the Eastern Cameros Basin (Spain) on dinosaur trackway orientations: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 295, p. 116–130.
- MULDER, T., AND ALEXANDER, J., 2001, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits: *Sedimentology*, v. 48, p. 269–299.
- MULLER, S.D., BRUNETON, H., SOULIÉ-MARSCHÉ, I., REY, T., THIÉRY, A., WATERKEYN, A., BRENDONCK, L., SCHEVIN, P., YAVERCOSKI, N., AND GRILLAS, P., 2008, Long-term dynamics of a Mediterranean alkaline vernal pool (Rhône Delta, southern France): *Wetlands*, v. 28, p. 951–966.
- MURPHY, D.H., AND WILKINSON, B.H., 1980, Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake: *Sedimentology*, v. 27, p. 123–135.
- MUTTI, E., DAVOLI, G., TINTERI, R., AND ZAVALA, C., 1996, The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins: *Memorie di Scienze Geologiche*, v. 48, p. 233–291.
- NAUMANN, C.F., 1854, *Lehrbuch der Geognosie II*: Leipzig, Verlag von Wilhelm Engelmann, 1093 p.
- NEMEC, W., AND STEEL, R.J., 1988, What is a fan delta and how do we recognize it?, in Nemeček, W., and Steel, R.J., eds., *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*: London, Blackie and Son, p. 2–13.
- OMODEO SALÉ, S., GUIMERÀ, J., MAS, R., AND ARRIBAS, J., 2014, Tectono-stratigraphic evolution of an inverted extensional basin: the Cameros Basin (North of Spain): *International Journal of Earth Sciences*, v. 103, p. 1597–1620.
- ORTI, F., 2010, Evaporitas: introducción a la sedimentología evaporítica, in Arche, A., ed., *Sedimentología. Del Proceso Físico a la Cuenca Sedimentaria*: Madrid, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, p. 675–769.
- PEREDA-SUBERBIOLA, X., KNOLL, F., RUIZ-OMENACA, J.I., COMPANY, J., AND TORCIDA FERNÁNDEZ-BALDOR, F., 2012, Reassessment of *Prejannopterus curvirostris*, a basal pterodactyloid pterosaur from the Early Cretaceous of Spain: *Acta Geologica Sinica*, v. 86, p. 1389–1401.
- PERILLO, G.M.E., WOLANSKI, E., CAHOON, D.R., AND BRINSON, M.M., eds., 2009, *Coastal Wetlands, an Integrated Ecosystem Approach*: Amsterdam, Elsevier, 974 p.
- PIERSON, T.C., 2005, Hyperconcentrated flow: transitional process between water flow and debris flow, in Jakob, M., and Hunger, O., eds., *Debris-Flow Hazards and Related Phenomena*: Berlin, Springer, p. 159–202.

- PLATT, N.H., AND WRIGHT, V.P., 1991, Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects, in Anadón, P., Cabrera, L., and Kelts, K., eds., *Lacustrine Facies Analysis: International Association of Sedimentologists*, Special Publication 13, p. 57–74.
- PLATT, N.H., AND WRIGHT, V.P., 1992, Palustrine carbonates and the Florida Everglades: towards an exposure index for the fresh-water environment?: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, p. 1058–1071.
- PLAZIAT, J.C., AND YOUNIS, W.R., 2005, The modern environments of molluscs in southern Mesopotamia, Iraq: a guide to paleogeographical reconstructions of Quaternary fluvial, palustrine and marine deposits: *Carnets de Géologie*, Article 2005/01, http://paleopolis.rediris.es/cg/CG2005_A01/.
- PLINT, A.G., 1984, A regressive coastal sequences from the Upper Eocene of Hampshire, southern England: *Sedimentology*, v. 31, p. 213–225.
- PRATT, B.R., JAMES, N.P., AND COWAN, C.A., 1992, Peritidal carbonates, in Walker, R.G., and James, N.P., eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change*: Toronto, Geological Association of Canada, p. 303–322.
- QUADE, J., MIFFLIN, M.D., PRATT, W.L., MCCOY, W., AND BURCKLE, L., 1995, Fossil spring deposits in the southern Great Basin and their implications for changes in water-table levels near Yucca Mountain, Nevada, during Quaternary time: *Geological Society of America, Bulletin*, v. 107, p. 213–230.
- QUIJADA, I.E., SUAREZ-GONZALEZ, P., BENITO, M.I., AND MAS, J.R., 2013, New insights on stratigraphy and sedimentology of the Oncala Group (eastern Cameros Basin): implications for the paleogeographic reconstruction of NE Iberia at Berriasian times: *Journal of Iberian Geology*, v. 39, p. 313–334.
- QUIJADA, I.E., SUAREZ-GONZALEZ, P., BENITO, M.I., AND MAS, R., in press, Tidal versus continental sandy-muddy flat deposits: evidence from the Oncala Group (Early Cretaceous, N Spain), in Tessier, B., and Reynaud, J.Y., eds., *Tidal Sedimentology: from Process to Stratigraphy*: International Association of Sedimentologists, Special Publications 47.
- RADLEY, J.D., AND ALLEN, P., 2012, The Southern English Wealden (non-marine Lower Cretaceous): overview of palaeoenvironments and palaeoecology: *Proceedings of the Geologists' Association*, v. 123, p. 382–385.
- RAMSAR CONVENTION, 2002, Principles and guidelines for incorporating wetland issues into Integrated Coastal Zone Management (ICZM), Resolution VIII.4 (2002), 8th Meeting of the Conference of the Contracting Parties to the Convention on Wetlands, http://www.ramsar.org/sites/default/files/documents/pdf/res/key_res_viii_04_e.pdf.
- REUTER, M., PILLER, W.E., HARZHAUSER, M., KROH, A., AND BERNING, B., 2009, A fossil Everglades-type marl prairie and its paleoenvironmental significance: *Palaos*, v. 24, p. 747–755.
- RIDING, R., 1977, Skeletal stromatolites, in Flügel, E., ed., *Fossil Algae: Recent Results and Developments*: Berlin, Springer, p. 57–60.
- RIDING, R., 1991, Classification of microbial carbonates, in Riding, R., ed., *Calcareous Algae and Stromatolites*: Berlin, Springer, p. 21–52.
- RIDING, R., 2011, Microbialites, stromatolites, and thrombolites, in Reitner, J., and Thiel, V., eds., *Encyclopedia of Geobiology*: Dordrecht, Springer, p. 635–654.
- RYGEL, M.C., CALDER, J.H., GIBLING, M.R., GINGRAS, M.K., AND MELROSE, C.S.A., 2006, Tournaisian forested wetlands in the Horton Group of Atlantic Canada, in Greb, S.F., and DiMichele, W.A., eds., *Wetlands through Time*: Geological Society of America, Special Paper 399, p. 103–126.
- SASSER, C.E., GOSSELINK, J.G., HOLM, G.O., AND VISSER, J.M., 2009, Tidal freshwater wetlands of the Mississippi River deltas, in Barendregt, A., Whigham, D., and Baldwin, A., eds., *Tidal Freshwater Wetlands*: Leiden, Backhuys, p. 167–178.
- SCHREIBER, B.C., AND EL TABAKH, M., 2000, Deposition and early alteration of evaporites: *Sedimentology*, v. 47, Suppl. 1, p. 215–238.
- SCHUDACK, M.E., 1993, Die Charophyten im Oberjura und Unterkreide West Europas: mit einer phylogenetischen Analyse der Gesamtgruppe: *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen A*, v. 8, p. 1–209.
- SHINN, E.A., 1983, Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores, and loferites: a reevaluation: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 53, p. 619–628.
- STRASSER, A., 1988, Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains): *Sedimentology*, v. 35, p. 369–383.
- STRASSER, A., PITTET, B., HILLGÄRTNER, H., AND PASQUIER, J.B., 1999, Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis: *Sedimentary Geology*, v. 128, p. 201–221.
- SUAREZ-GONZALEZ, P., QUIJADA, I.E., BENITO, M.I., AND MAS, J.R., 2013, Eustatic versus tectonic control in an intraplate rift basin (Leza Fm, Cameros Basin). Chronostratigraphic and paleogeographic implications for the Aptian of Iberia: *Journal of Iberian Geology*, v. 39, p. 285–312.
- SUAREZ-GONZALEZ, P., QUIJADA, I.E., BENITO, M.I., MAS, R., MERINERO, R., AND RIDING, R., 2014, Origin and significance of lamination in Lower Cretaceous stromatolites and proposal for a quantitative approach: *Sedimentary Geology*, v. 300, p. 11–27.
- SUAREZ-GONZALEZ, P., QUIJADA, I.E., BENITO, M.I., AND MAS, R., in press, Do stromatolites need tides to trap ooids? Insights from a Cretaceous system of coastal wetlands, in Tessier, B., and Reynaud, J.Y., eds., *Tidal Sedimentology: from Process to Stratigraphy*: International Association of Sedimentologists, Special Publication 47.
- SURLYK, F., MILAN, J., AND NOE-NYGAARD, N., 2008, Dinosaur tracks and possible lungfish aestivation burrows in a shallow coastal lake; lowermost Cretaceous, Bornholm, Denmark: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 267, p. 292–304.
- TEICHERT, C., 1958, Concepts of facies: *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, v. 42, p. 2718–2744.
- TIBERT, N.E., AND SCOTT, D.B., 1999, Ostracodes and agglutinated foraminifera as indicators of paleoenvironmental change in an Early Carboniferous brackish bay, Atlantic Canada: *Palaos*, v. 14, p. 246–260.
- TURNER, B.R., AND TESTER, G.N., 2006, The Table Rocks Sandstone: a fluvial, friction-dominated lobate mouth bar sandbody in the Westphalian B Coal Measures, NE England: *Sedimentary Geology*, v. 190, p. 97–119.
- VALERO GARCÉS, B.L., AND GIERLOWSKI-KORDESCH, E., 1994, Lacustrine carbonate deposition in Middle Pennsylvanian cyclothems: the Upper Freeport Formation, Appalachian Basin, USA: *Journal of Paleolimnology*, v. 11, p. 109–132.
- VILLALBA-BREVA, S., AND MARTÍN-CLOSAS, C., 2013, Upper Cretaceous paleogeography of the Central southern Pyrenean Basins (Catalonia, Spain) from microfacies analysis and charophyte biostratigraphy: *Facies*, v. 59, p. 319–345.
- VANARMAN, J., 1984, South Florida's estuaries, in Gleason, P.J., ed., *Environments of South Florida: Present and Past II*: Miami, Miami Geological Society, p. 79–96.
- WAKEFIELD, M.I., 1995, Ostracod biostratigraphy at lagoonal shorelines: examples from the Great Estuarine Group, Middle Jurassic, Scotland: *Proceedings of the Geologists' Association*, v. 106, p. 211–218.
- WARESBACK, D.B., AND TURBEVILLE, B.N., 1990, Evolution of a Plio-Pleistocene volcanogenic-alluvial fan: the Puye Formation, Jemez Mountains, New Mexico: *Geological Society of America, Bulletin*, v. 102, p. 298–314.
- WARREN, J.K., 2006, *Evaporites: Sediments, Resources and Hydrocarbons*: Berlin, Springer, 1035 p.
- WEEDMAN, S.D., 1994, Upper Allegheny Group (Middle Pennsylvanian) lacustrine limestones of the Appalachian Basin, USA, in Gierlowski-Kordes, E., and Kelts, K., eds., *Global Geological Record of Lake Basins*, Volume 1: Cambridge, U.K., Cambridge University Press, p. 127–134.
- WEST, I.M., 1975, Evaporites and associated sediments of the basal Purbeck Formation (Upper Jurassic) of Dorset: *Proceedings of the Geologists' Association*, v. 86, p. 205–225.
- WILDE, S., 1990, The Bathonian and Callovian of the Northwest Iberian Range: stages of facial and paleogeographical differentiation on an epicontinental platform: *Cuadernos de Geología Ibérica*, v. 14, p. 113–142.
- WILKINSON, B.H., AND DRUMMOND, C.N., 2004, Facies mosaics across the Persian Gulf and around Antigua: stochastic and deterministic products of shallow-water sediment accumulation: *Journal of Sedimentary Research*, v. 74, p. 513–526.
- WOLANSKI, E., BRINSON, M.M., CAHOON, D.R., AND PERILLO, G.M.E., 2009, Coastal wetlands: a synthesis, in Perillo, G.M.E., Wolanski, E., Cahoon, D.R., and Brinson, M.M., eds., *Coastal Wetlands*: Amsterdam, Elsevier, p. 1–62.
- WRIGHT, V.P., 1994, Paleosols in shallow marine carbonate sequences: *Earth-Science Reviews*, v. 35, p. 367–395.
- WRIGHT, V.P., AND PLATT, N.H., 1995, Seasonal wetland carbonate sequences and dynamic catenas: a re-appraisal of palustrine limestones: *Sedimentary Geology*, v. 99, p. 65–71.

Received 27 June 2014; accepted 31 October 2014.

Capítulo 4



Capítulo 4. INTRODUCCIÓN GENERAL A LAS MICROBIALITAS DE LA FM LEZA

ÍNDICE

4.1 - INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS PARCIALES DEL CAPÍTULO

4.2 - DEFINICIONES Y CLASIFICACIONES

4.2.1 - Microbialitas

4.2.1.1 - Tipos de microbialitas

4.2.2 - Estromatolitos

4.2.2.1 - Tipos de estromatolitos

4.3 - MICROBIALITAS DE LA FM LEZA

4.3.1 - Oncolitos

4.3.2 - Dendrolitos

4.3.3 - Trombolitos

4.3.4 - Estromatolitos esqueléticos

4.3.5 - Estromatolitos aglutinantes

4.3.6 - Estromatolitos micrítico-evaporíticos

4.3.7 - Calizas con laminación fenestral

4.4 - CONCLUSIONES PARCIALES DEL CAPÍTULO

4 - INTRODUCCIÓN GENERAL A LAS MICROBIALITAS DE LA FM LEZA

4.1 - INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS PARCIALES DEL CAPÍTULO

Una de las características más llamativas de la Fm Leza es la abundancia de depósitos de origen microbiano o microbialitas. En algunos de los trabajos previos que han tratado parcialmente aspectos de la Fm Leza (ver apartado 2.2 de esta memoria) se menciona el carácter oscuro y fétido de las rocas de esta unidad, debido a la abundancia de materia orgánica (Sánchez Lozano, 1894), y se señala la abundancia de oncolitos (Jerez Mir y Esnaola Gómez, 1969; Hernández Samaniego et al., 1990; Alonso y Mas, 1993) y la presencia de estromatolitos (Guiraud, 1983; Alonso y Mas, 1993) y de laminación fenestral (Hernández Samaniego et al., 1990). Sin embargo, a medida que se avanzó en el trabajo de campo de esta tesis doctoral, fue descubriéndose una gran abundancia y diversidad de microbialitas en la Fm Leza, que no había sido descrita con anterioridad.

Por esta razón, uno de los objetivos principales de esta tesis doctoral es caracterizar la diversidad de microbialitas de la Fm Leza, relacionarlas con la sedimentología de la unidad y analizar los factores que puedan causar su abundancia en esta unidad. En concreto, se han realizado estudios detallados sobre los estromatolitos, sus mecanismos de acreción y el desarrollo de su laminación. En este capítulo se presenta, de forma resumida, toda la variedad de microbialitas que se han observado a lo largo de este trabajo en la Fm Leza y en los capítulos siguientes, 5 y 6, se presentan los estudios sobre los estromatolitos.

4.2 - DEFINICIONES Y CLASIFICACIONES

4.2.1 - Microbialitas

En esta memoria se utiliza el término “microbialitas” (acuñado por Burne y Moore, 1987) para referirse al conjunto de los depósitos formados por influencia de comunidades microbianas bentónicas, comúnmente conocidas como “tapices microbianos” (“*microbial mats*”, *sensu* Reitner, 2011). Previamente a la creación del término “microbialita”, los principales depósitos microbianos considerados eran los estromatolitos, caracterizados por su laminación (p.ej. Steele, 1825; Kalkowsky, 1908), o los oncolitos, que suelen considerarse estromatolitos nodulares y no fijos a un sustrato (p.ej. Pia, 1927; Riding, 1991a). Sin embargo, cuando Aitken (1967) introdujo el término “trombolitos” para caracterizar a estructuras microbianas con morfologías parecidas a las de los estromatolitos pero sin laminación, surgió la necesidad de crear un término que englobara a todos los depósitos microbianos. El propio Aitken (1967) lo intentó con la categoría de “*cryptalgal limestones/rocks/structures*”, en la que este autor agrupaba todos los depósitos formados fundamentalmente por cianobacterias⁸, englobando tanto a estromatolitos como a trombolitos. El término “*cryptalgal*” tuvo cierta aceptación (p.ej. Monty, 1976), pero se encuentra hoy en día en desuso. Awramik y Margules (1974) propusieron que el propio término “estromatolito” fuera utilizado para todas las “estructuras organosedimentarias formadas por atrapamiento de sedimento y/o por precipitación como resultado del crecimiento y la actividad metabólica de organismos, principalmente cianobacterias⁹”. Aunque esta propuesta no tuvo éxito, pues “estromatolito” sigue reservándose para los depósitos microbianos laminados, Burne y Moore (1987) reutilizaron en gran medida la definición de Awramik y Margules (1974) para la definición del término “microbialita” (“*microbialite*”), en el que incluyen cualquier “depósito organosedimentario que haya acrecido como resultado de que una comunidad microbiana bentónica atrapa y fija sedimento y/o fuera el sustrato para la precipitación mineral”. Posteriormente, Riding (1991a; 2000) planteó el uso del término “carbonatos microbianos” (“*microbial carbonates*”) como

8.- Aitken (1967) utilizó en realidad el término “*blue-green algae*” (“algas verde-azuladas”), con el que se han denominado tradicionalmente las cianobacterias hasta la década de 1980.

9.- Awramik y Margulis (1974) también utilizaron en su definición original el término “*blue-green algae*”.

aproximadamente sinónimo de “microbialitas”, aunque este término excluiría depósitos microbianos de otras mineralogías como manganeso, hierro o fosfato (p.ej. Dromart et al., 1994; Martín-Algarra y Vera, 1994; Rossi et al., 2010).

Por otro lado, el término “microbiano” se utiliza en esta memoria para incluir de forma general a la gran variedad de organismos microscópicos que forman parte de los finos tapices bentónicos involucrados en el origen y desarrollo de las microbialitas. Por lo tanto, el término “microbiano” no tiene un significado biológico concreto, sino que en él se incluyen representantes de los tres dominios fundamentales de la vida, Archaea, Bacteria y Eukarya (Woese et al., 1990), todos generalmente presentes en los tapices microbianos (Riding, 2000; Reitner, 2011a).

4.2.1.1 - Tipos de microbialitas

La forma más generalizada de clasificar las microbialitas en grandes grupos se basa en la mesoestructura interna de éstas (Fig. 4.1; Aitken, 1967; Kennard y James, 1986; Riding, 1991a; 2000; 2011a; Braga et al., 1995; Shapiro, 2000; Dupraz et al., 2011). Utilizando este criterio, Riding (1991a; 2000; 2011a) y Braga et al. (1995) reconocen cuatro tipos fundamentales de microbialitas:

- Estromatolitos y oncolitos: microbialitas con mesoestructura laminada. Se diferencian en que los oncolitos son subsféricos y no se forman fijos a un sustrato.
- Trombolitos: microbialitas con mesoestructura *clotted* o grumosa, formada por pequeños parches irregulares de carbonato microbiano conectadas o no entre sí (Aitken, 1967; Kennard y James, 1986; Shapiro, 2000).
- Dendrolitos: microbialitas con mesoestructura dendrítica o ramosa (a escala típicamente centimétrica), generalmente formada por filamentos microbianos calcificados (Riding, 1991a; 2000).
- Leiolitos: microbialitas con mesoestructura homogénea o sin una mesoestructura bien definida (Braga et al., 1995).

Pueden existir ejemplos intermedios entre varios de los términos de esta clasificación general (Fig. 4.1; Riding, 2000; 2011a). Además, dentro de cada uno de estos tipos fundamentales de microbialitas se pueden diferenciar también subtipos en función de sus microestructuras (Figs. 4.2, 4.3; Kennard y James, 1986; Riding, 1991a; 2008; 2011a; Schmid, 1996; Dupraz y Strasser, 1999; Noffke et al., 2001; Dupraz et al., 2011).

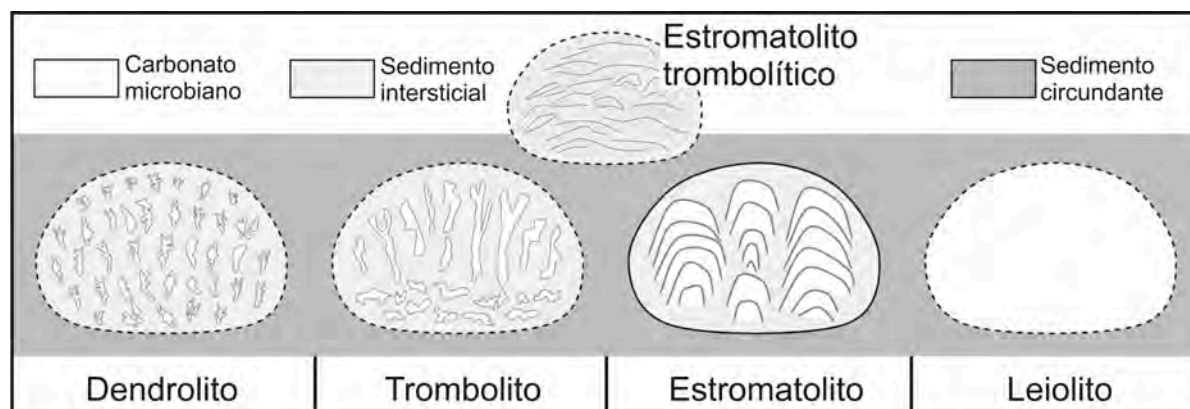


Figura 4.1: Clasificación general de las microbialitas en función de su mesoestructura. Modificado de Riding (2011a). En los dendrolitos, las masas de carbonato microbiano tienen forma dendrítica o ramosa y están generalmente formadas por filamentos microbianos calcificados. En los trombolitos, las masas de carbonato microbiano son irregulares. Los estromatolitos muestran una mesoestructura laminada. Los leiolitos no muestran mesoestructura clara o ésta es homogénea. Pueden existir ejemplos intermedios entre los cuatro tipos fundamentales de microbialitas, como, por ejemplo, los estromatolitos trombolíticos, caracterizados por una laminación muy débil.




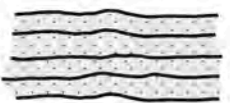


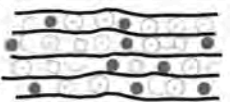

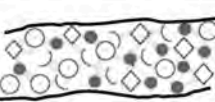



		MESOESTRUCTURA		
		Laminada	Clotted	Homogénea
		 ESTROMATOLITO	 TROMBOLITO	 LEIOLITO
MICROESTRUCTURA	Micrítica	 Estromatolito micrítico	 Trombolito micrítico	 Leiolito micrítico
	Aglutinante	 Estromatolito aglutinante	 Trombolito aglutinante	 Leiolito aglutinante
	Micropeloidal	 Estromatolito micropeloidal	 Trombolito micropeloidal	 Leiolito micropeloidal

Figura 4.2: Clasificación de las microbialitas en función de su mesoestructura y de su microestructura. Modificada de Dupraz et al. (2011) y basada en datos de Kennard y James (1986), Riding (1991a), Schmid (1996), Dupraz y Strasser (1999), Shapiro (2000). Se trata de una clasificación parcial, pues a la lista de microestructuras podrían añadirse otras, como la microestructura filamentosa o la microestructura esparítica (ver Fig. 4.3).

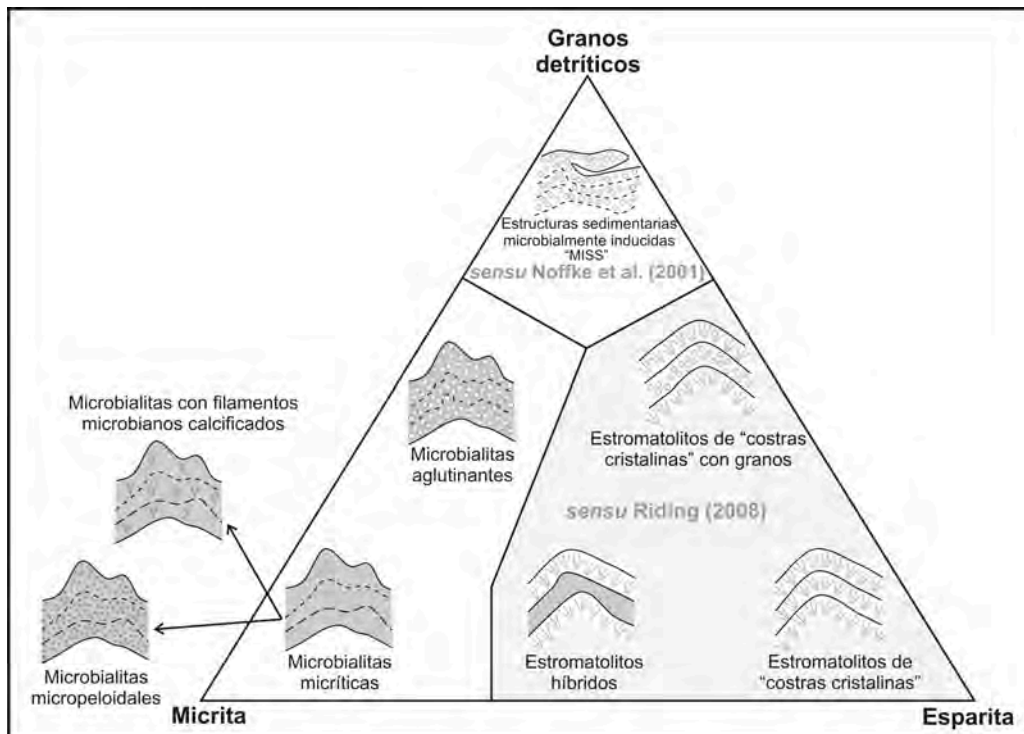


Figura 4.3: Clasificación de las microbialitas según los tres principales componentes originales de su microestructura: micrita, granos detriticos y cemento esparítico. Modificado de Riding (2011a). Dentro del ámbito de la micrita entran tanto las microestructuras de micrita densa, como las micropeloidales (o *clotted-peloidal*), o las compuestas por filamentos microbianos calcificados. El ámbito de la esparita está basado en la clasificación de Riding (2008), aplicada fundamentalmente a algunas variedades de estromatolitos precámbricos.

4.2.2 - Estromatolitos

La Fm Leza contiene una gran variedad de microbialitas (apartado 4.3), pero en esta tesis doctoral se han estudiado con especial detalle los estromatolitos de esta unidad, debido a su abundancia y variedad. El término “estromatolito” (del griego στρώμα, capa, lámina o estrato—literalmente, colchón—y λίθος, roca) fue acuñado por Kalkowsky (1908) para caracterizar estructuras dómicas decimétricas laminadas, encontradas en rocas triásicas de Alemania, que él interpretó como de origen biótico, asociado a “organismos vegetales simples que produjeron precipitación de carbonato¹⁰” (p. 124). Sin embargo, las primeras descripciones de lo que hoy conocemos como estromatolitos fueron realizadas mucho antes de que existiera este término. Fue Steele (1825) quien describió por primera vez unas “concreciones calcáreas con una apariencia de lo más singular” (p. 17), caracterizadas por su fina laminación, en el Cámbrico del estado de Nueva York (EEUU). Más tarde, Hall (1883) interpretaría estas estructuras como de origen biótico, dándoles incluso el nombre sistemático de *Cryptozoön* (Burne y Moore, 1993; Friedman, 2000; Riding, 2011b). De forma similar, otros investigadores de finales del siglo XIX interpretaron como orgánicas algunas de las estructuras que posteriormente conoceríamos como estromatolitos (Bell, 1870; Bailey y Matthew, 1872; Matthew, 1890a; 1890b).

Desde la descripción original de Kalkowsky (1908) ha habido numerosas definiciones diferentes, e incluso contradictorias, del término “estromatolito” (ver recopilaciones de estas definiciones y discusiones en Hofmann, 1969; Monty, 1977; Krumbein, 1983; Grey, 1989; Riding, 1999; 2011b), pero la mayoría de ellas han hecho hincapié en las características principales puestas ya de manifiesto en los trabajos del siglo XIX: la laminación y el origen biogénico. Por esta razón, (aunque deben tenerse en cuenta ciertos procesos inorgánicos en el origen de algunos estromatolitos, p.ej., Riding, 2008; 2011b), una definición sintética y ampliamente utilizada hoy en día (p.ej. Dupraz et al., 2011; Riding, 2000; 2011a) del término “estromatolito” es: “depósitos laminados de comunidades microbianas bentónicas” (Riding, 1991a, p. 30). Esta definición puede sintetizarse más aún como “microbialitas laminadas” (Reid, 2011, p. 1045), si se tienen en cuenta la definición de “microbialitas” (apartado 4.2.1, Burne y Moore, 1987).

4.2.2.1 - Tipos de estromatolitos

En las primeras clasificaciones de estromatolitos (ver Cloud, 1942; Logan et al., 1964; Hofmann, 1969; Krylov, 1976; y referencias en ellos para las clasificaciones previas) se utilizaban sus características macroscópicas, como tamaño o forma, para crear diferentes categorías (p.ej. dómicas, cónicos, estratiformes, columnares, continuos, discontinuos), que podían llegar a tener valor taxonómico. Sin embargo, la clasificación de los estromatolitos suele realizarse, en la actualidad, teniendo más en cuenta los aspectos mesoscópicos, como la laminación (Fig. 4.1), y, sobre todo, los aspectos microscópicos. En concreto, la composición y textura interna de las láminas (que suele denominarse microfábrica) es el criterio más utilizado para crear clasificaciones de estromatolitos en las últimas décadas (p.ej. Bertrand-Sarfati, 1976; Monty, 1976; Kennard y James, 1986; Komar, 1989; Riding, 1991a; 2000; 2011a; Dupraz y Strasser, 1999; Dupraz et al., 2011; Figs. 4.2-4). Las principales categorías de estromatolitos que suelen reconocerse en las clasificaciones más recientes son:

- Estromatolitos micríticos (también denominados estromatolitos de grano fino, *fine-grained stromatolites*, *sensu* Riding, 2000): formados fundamentalmente por láminas con texturas micríticas, ya sean de micrita densa, de micrita grumosa o *clotted* o de micrita micropeloidal o *clotted-peloidal*. Si predomina alguna de estas texturas, pueden utilizarse como nombre de categoría de estromatolitos, como ocurre con los estromatolitos micropeloidales.

- Estromatolitos esqueléticos (*skeletal stromatolites*, *sensu* Riding, 1977; también conocidos como *porostromate stromatolites*, *sensu* Monty, 1981, *filamentous* o *calcimicrobial stromatolites*, *sensu* Turner et al.,

10.- Traducido a partir de la traducción del alemán al inglés de Monty (1977).

2000): formados fundamentalmente por láminas compuestas por filamentos microbianos calcificados. Como estos filamentos suelen estar formados por micrita, Riding (2011a) considera estos estromatolitos una variedad dentro de los estromatolitos micríticos.

- Estromatolitos aglutinantes (*agglutinated stromatolites*, *sensu* Riding, 2000; equivalente a *coarse-grained stromatolites*, *sensu* Awramik y Riding, 1988¹¹): formados fundamentalmente por láminas compuestas por granos detríticos atrapados y fijados por tapices microbianos. Los granos atrapados suelen ser carbonáticos (oolitos, peloides, bioclastos e intraclastos). En los casos en los que se atrapan casi exclusivamente granos siliciclásticos suele hablarse de estromatolitos siliciclásticos (*sensu* Martín et al., 1993).

- Estromatolitos-tufa (*tufa stromatolites*, *sensu* Riding, 1991a): estromatolitos asociados a depósitos de tufas y formados por la calcificación de filamentos microbianos debida a la precipitación, fundamentalmente inorgánica, de una costra mineral alrededor de los filamentos.

- Estromatolitos de “costras cristalinas” (*sparry crust stromatolites*, *sensu* Riding, 2008): estromatolitos casi exclusivamente precámbricos formados por láminas o costras cristalinas (generalmente de carbonato) con texturas variadas (p.ej. botroidal, isopaca, fibrosa) e interpretadas como formadas por precipitación inorgánica. Véase en Riding (2008) los numerosos términos que se han utilizado en la bibliografía para clasificar a estos estromatolitos. Los muy raros ejemplos en los que este tipo de láminas aparecen intercaladas con láminas detríticas, son considerados por Riding (2008) como estromatolitos de “costras micríticas” con granos.

- Estromatolitos híbridos (*hybrid stromatolites*, *sensu* Riding, 2008): estromatolitos casi exclusivamente precámbricos formados por láminas o costras cristalinas entre las que aparecen intercaladas láminas micríticas con texturas y orígenes variados, pero generalmente interpretadas como formadas por calcificación de un tapiz microbiano.

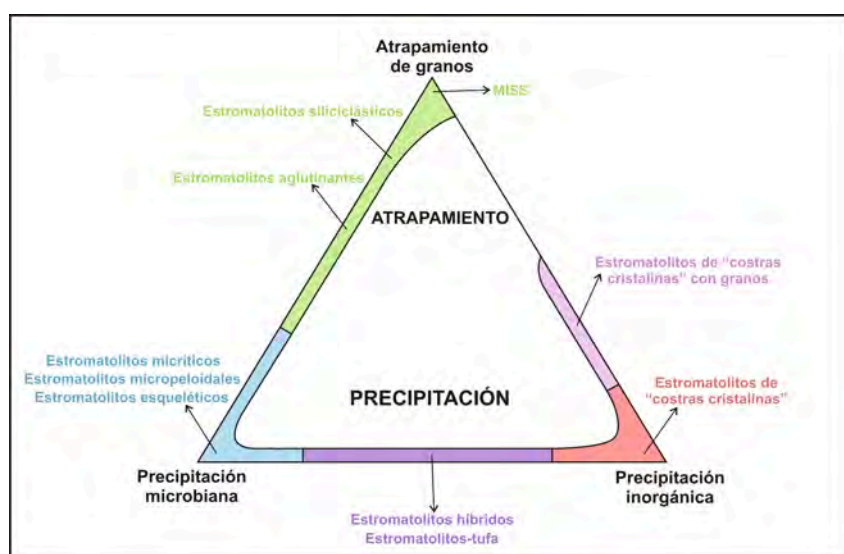


Figura 4.4: Diferentes tipos de estromatolitos en función de los tres procesos de acreción principales que los forman: precipitación microbiana, atrapamiento de granos y precipitación inorgánica. Modificado de Riding (2011a), utilizando datos de Monty (1976), Riding (1991a; 2000; 2008), Martín et al. (1993) y Suarez-Gonzalez et al. (2014; en prensa). Ver texto para detalles sobre cada categoría. Las MISS (estructuras sedimentarias microbially inducidas, *sensu* Noffke et al., 2001) no son estromatolitos en sentido estricto, pero pueden considerarse un ejemplo extremo formado por atrapamiento de granos por tapices microbianos con muy poca relevancia de la precipitación microbiana.

11.- Los términos “*agglutinated*” y “*coarse-grained*” no han sido siempre equivalentes. Awramik y Riding (1988) introdujeron el término “*coarse-grained*” para enfatizar la diferencia entre los estromatolitos submareales de Shark Bay (formados por atrapamiento de partículas detríticas que llegan a alcanzar tamaño grava fina) con el resto de estromatolitos del registro geológico (que apenas contienen granos atrapados). Posteriormente, Riding (1991a) introdujo el término “*agglutinated*” para los estromatolitos formados por atrapamiento de partículas. Como en aquel momento todavía se consideraba que los estromatolitos micríticos podían haber sido formados por atrapamiento de partículas carbonáticas de tamaño micrítico (ver apartado 5.2.1 de esta memoria), Riding (1991a) subdividió los “*agglutinated stromatolites*” en “*coarse-grained*” (sin aclarar exactamente el límite granulométrico, pero sugiriendo cualquier tamaño arena) y “*fine-grained*” (refiriéndose a estromatolitos con microfábricas micríticas). A medida que se fue reconociendo la importancia de la precipitación *in situ* de micrita inducida por el metabolismo microbiano, esta clasificación fue abandonándose (p.ej. Riding, 2000, donde “*agglutinated*” y “*fine-grained*” son ya dos categorías distintas, pero la segunda mantiene la ambigüedad atrapamiento-precipitación). Hoy en día los estromatolitos “*fine-grained*” son considerados producto de la precipitación microbiana (Fig. 4.4) y los términos “*coarse-grained*” y “*agglutinated*” se utilizan indistintamente para los estromatolitos formados por atrapamiento (Riding, 2011a). Tanto es así, que el propio autor de la clasificación llega a combinar ambas terminologías bajo la denominación “*coarse agglutinated stromatolites*” (Riding, 2011a).

4.3 - MICROBIALITAS DE LA FM LEZA

En este apartado se describen muy brevemente todos los depósitos microbianos encontrados en la Fm Leza durante la realización de esta tesis doctoral.

4.3.1 - Oncolitos

Los oncolitos son las microbialitas más abundantes de la unidad. Son unos de los componentes principales de la *asociación de facies de calizas negras*, apareciendo tanto dentro de las facies de calizas negras *wackestone-packstone*, como formando sus propias facies de calizas oncolíticas, generalmente en secuencias con bases irregulares y estratificación cruzada de gran escala (ver capítulo 3 para más detalles). Suelen aparecer en facies ricas en carofitas y éstas forman muy comúnmente el núcleo de los oncolitos (Fig. 3.29). Localmente aparecen junto a algas dasycladales, pero éstas casi nunca se han observado como núcleos de los oncolitos.

El tamaño de los oncolitos es generalmente menor a 4 cm de diámetro, aunque se han observado ejemplares de hasta 15 cm de diámetro. Los oncolitos suelen presentar morfologías variables entre elipsoidales y subesféricas. La mesoestructura de los oncolitos es laminada y la mayoría de las láminas tienen texturas filamentosas, aunque se ha observado gran diversidad de composiciones en las láminas, incluyendo micrita grumosa, micrita *clotted-peloidal* y micrita densa (Fig. 4.5).

Algunos niveles de oncolitos (generalmente en el sector occidental) presentan un sobrecrecimiento estromatolítico que recubre a todos los oncolitos del nivel y que presenta microestructuras filamentosas (Fig. 4.6) diferentes a las que conforman las láminas de los oncolitos, con filamentos más gruesos y más largos, con distribución comúnmente radial, formando abanicos.

4.3.2 - Dendrolitos

También dentro de la *asociación de facies de calizas negras*, es común observar, en facies ricas en carofitas y generalmente con influencia clástica, fragmentos centimétricos de carbonato microbiano de color oscuro y forma irregular, que internamente presentan mesoestructura dendrítica a escala milimétrica y centimétrica (Fig. 4.7). La microestructura que suelen presentar estos fragmentos es filamentososa, con gran cantidad de finos filamentos microbianos calcificados agrupados en penachos o arbustos que muestran abundantes ramificaciones, dejando amplios poros entre sí que pueden estar rellenos de sedimento interno o de cemento calcítico (Fig. 4.7).

Este tipo de estructuras microbianas suelen aparecer como fragmentos, por lo que no es fácil interpretar la morfología y estructura de la microbialita original a la que pertenecieron, aunque en el litosoma de Clavijo, se ha encontrado un nivel en el que aparecen, asociados a oncolitos, pequeñas estructuras dendríticas o ramosas (Fig. 4.7D), que podrían suponer un ejemplo de las microbialitas que dieron lugar a los fragmentos que comúnmente se observan en otras muchas localidades. Riding (1991a; 2000) acuñó el término “dendrolitos” para las microbialitas con mesoestructura dendrítica a escala centimétrica, generalmente compuesta por filamentos calcificados (ver apartado 4.2.1.1), por lo que estas estructuras observadas en la Fm Leza generalmente como fragmentos podrían clasificarse tentativamente como dendrolitos.

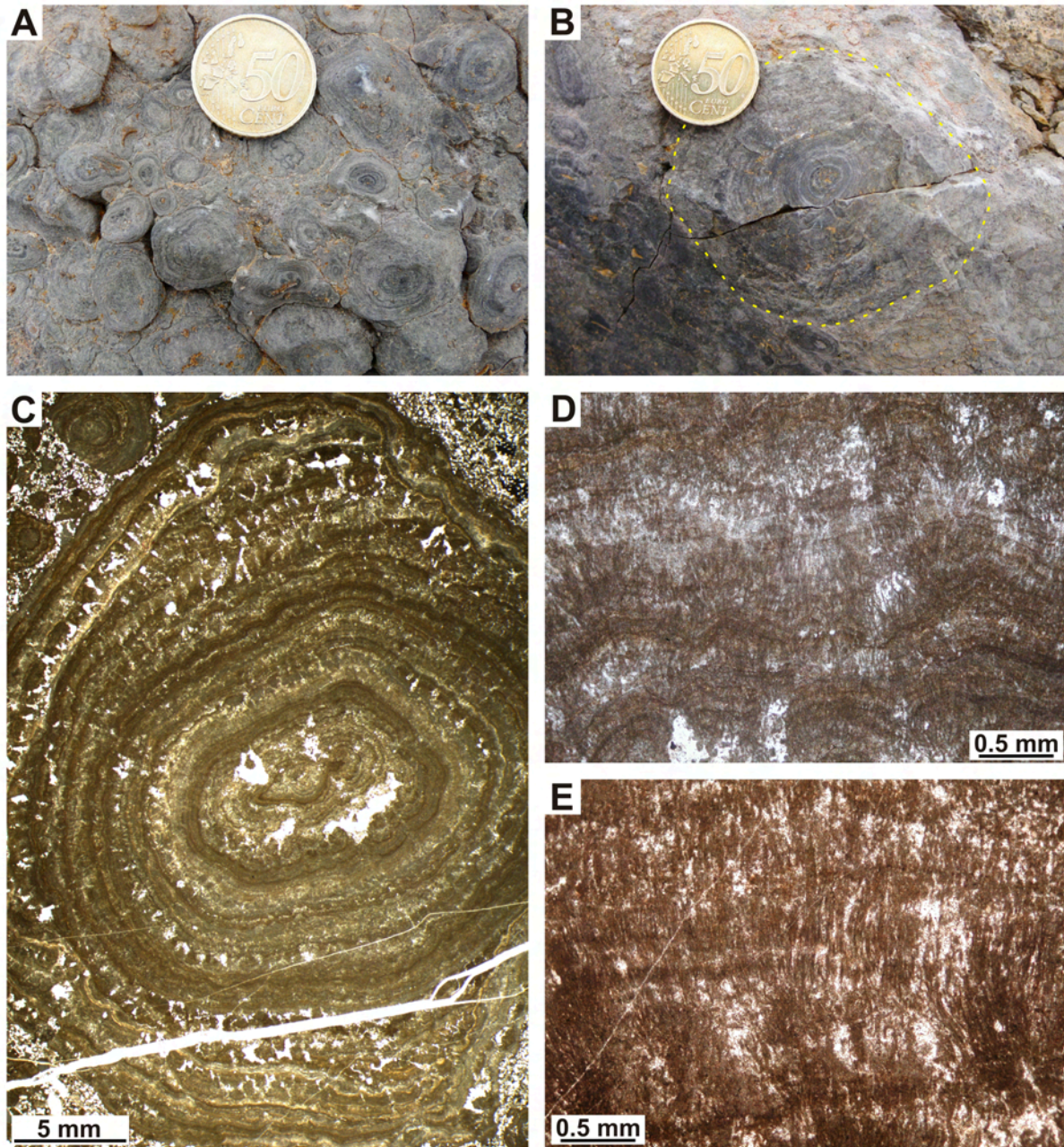


Figura 4.5: Oncolitos de la Fm Leza. **A:** Caliza *packstone-grainstone* de oncolitos. **B:** Ejemplo de un oncolito de gran tamaño (contorno resaltado con la línea discontinua amarilla). **C:** Imagen al microscopio de un oncolito en el que se aprecia la laminación y la variedad de texturas de las láminas, siendo la mayoría filamentosas. **D-E:** Detalles de la textura filamentososa que predomina en las láminas de los oncolitos de la Fm Leza.

4.3.3 - Trombolitos

En algunas secuencias ricas en algas dasycladales de la *asociación de facies de calizas negras*, en la parte superior de las columnas del sector occidental de la Fm Leza, se han observado trombolitos. Macroscópicamente, estos trombolitos aparecen como niveles tabulares lateralmente continuos de unos 30 cm de potencia, o bien dentro de otros niveles como estructuras de hasta 50 cm de altura y 1 m de ancho formadas por pequeños parches irregulares de color oscuro parcialmente conectados entre sí dejando abundante espacio entre ellos, sin laminación, ni estructura regular, pero con una tendencia alargada que sugiere una dirección de crecimiento vertical (Fig. 4.8A-B).

A mesoescala, están formados por pequeños (0.1-1 cm) parches o *clots* muy oscuros parcialmente conectados entre sí (Fig. 4.8C-D). La microestructura de estos parches suele estar alterada diagenéticamente,

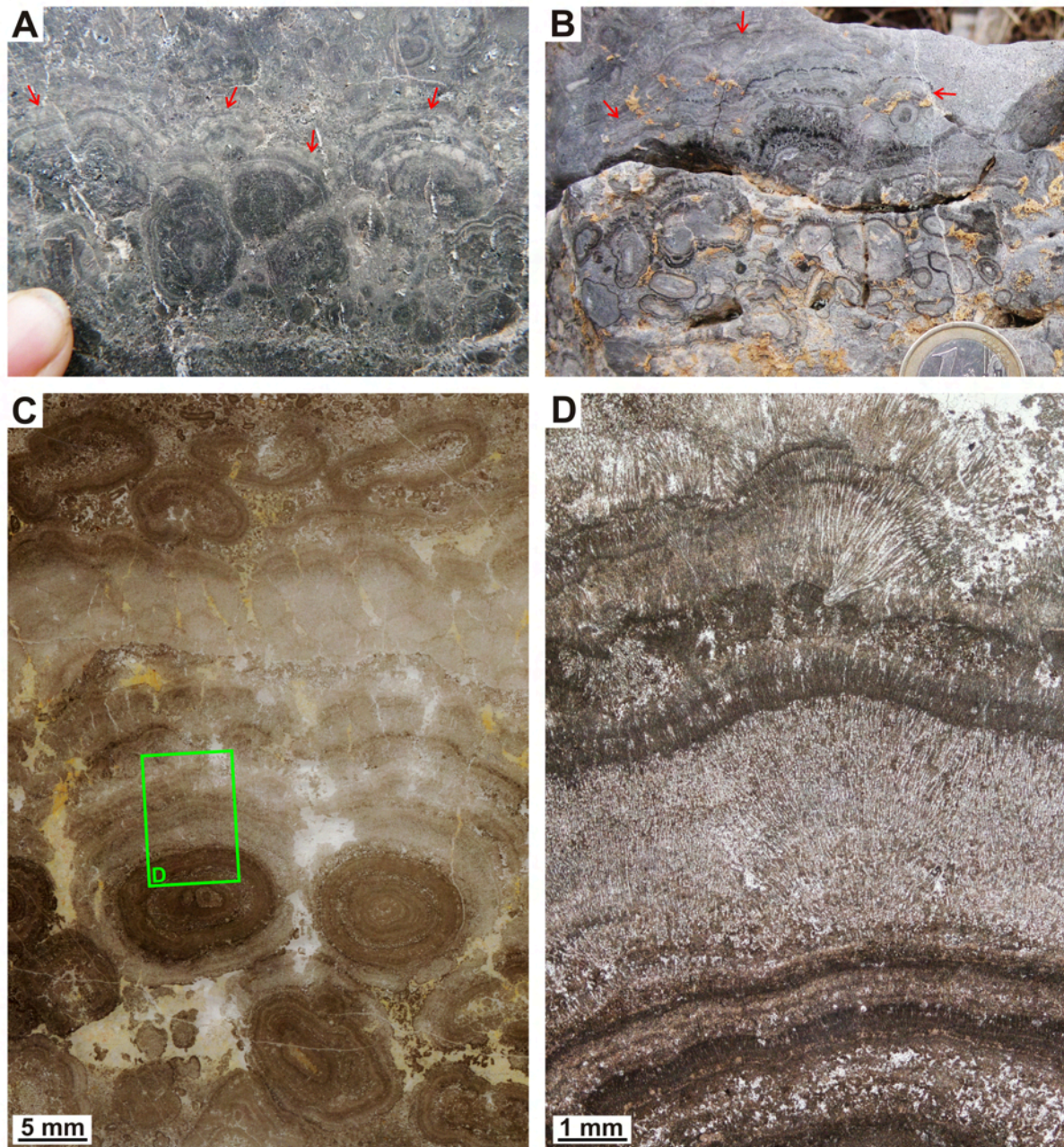


Figura 4.6: Sobrecrecimiento estromatolítico que se observa en algunos niveles oncolíticos de la Fm Leza. **A-B:** Aspecto de afloramiento de niveles oncolíticos que en su parte superior muestran una serie de láminas estromatolíticas continuas sobre todos los oncolitos (flechas rojas). **C:** Lámina delgada vista con poco aumento de una muestra de oncolitos con sobrecrecimiento estromatolítico. El recuadro verde marca la parte aumentada en la imagen D. **D:** Detalle de la lámina delgada de C en la que se observan las diferencias entre las texturas de los oncolitos (parte inferior) y las del sobrecrecimiento estromatolítico (parte media y superior), caracterizadas por filamentos microbianos de gran tamaño.

pero se observan relictos de texturas micropeloidales (Fig. 4.8D-E). Localmente, los micropeloides muestran distribuciones que pueden corresponder a relictos de filamentos microbianos calcificados (Fig. 4.8E). Entre los parches o *clots* de carbonato microbiano se observa, al microscopio, sedimento interno micrítico (que puede incluir dasycladales) y cemento (Fig. 4.8D-F). Localmente, las algas dasycladales parecen estar incluidas dentro de los parches (Fig. 4.8F).

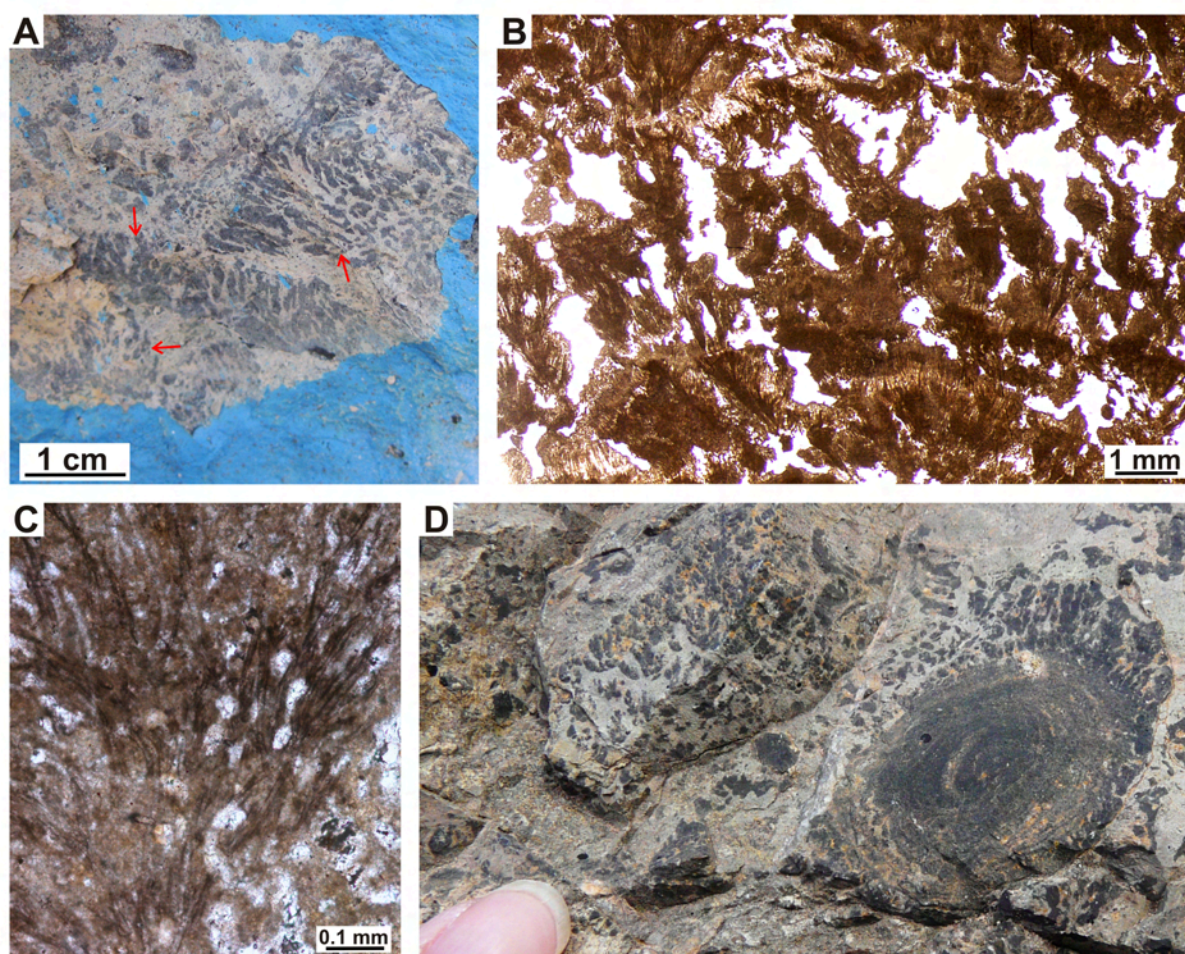


Figura 4.7: Microbialitas de la Fm Leza posiblemente clasificables como dendrolitos. **A:** Aspecto de afloramiento de varios fragmentos (flechas rojas) con mesoestructura dendrítica ramificada. **B:** Microestructura de uno de estos fragmentos formada por finos filamentos microbianos calcificados agrupados en penachos ramificados. **C:** Detalle de los filamentos microbianos de estas estructuras. **D:** Imagen de un afloramiento en la localidad de Clavijo, donde se han observado estructuras microbianas dendríticas, asociadas a oncolitos, que podrían ser similares a los dendrolitos originales que dieran lugar a los fragmentos comúnmente observados en otras localidades.

4.3.4 - Estromatolitos esqueléticos

En la parte superior de las columnas del sector occidental, también se han observado algunas secuencias de la *asociación de facies de calizas negras* con importante influencia clástica que contienen estromatolitos esqueléticos. Éstos presentan morfologías dómicas y micro-columnares, mesoestructuras laminadas y microestructuras caracterizadas por filamentos microbianos calcificados, organizados en láminas con filamentos paralelos y láminas con filamentos radiales, en disposición de abanico. Estos estromatolitos y las facies en las que aparecen son descritas con detalle en el capítulo 5 de esta memoria, donde también se incluyen abundantes fotografías. Las microestructuras de estos estromatolitos esqueléticos son muy similares a las de los crecimientos estromatolíticos sobre niveles oncolíticos descritos en el apartado 4.3.1 de este capítulo.

4.3.5 - Estromatolitos aglutinantes

En el sector oriental de la Fm Leza, dentro de la *asociación de facies de oolitos-estromatolitos* aparecen estromatolitos aglutinantes, lateralmente relacionados con depósitos oolíticos. Estos estromatolitos presentan morfologías dómicas y estratiformes y mesoestructuras laminadas. La microestructura de los

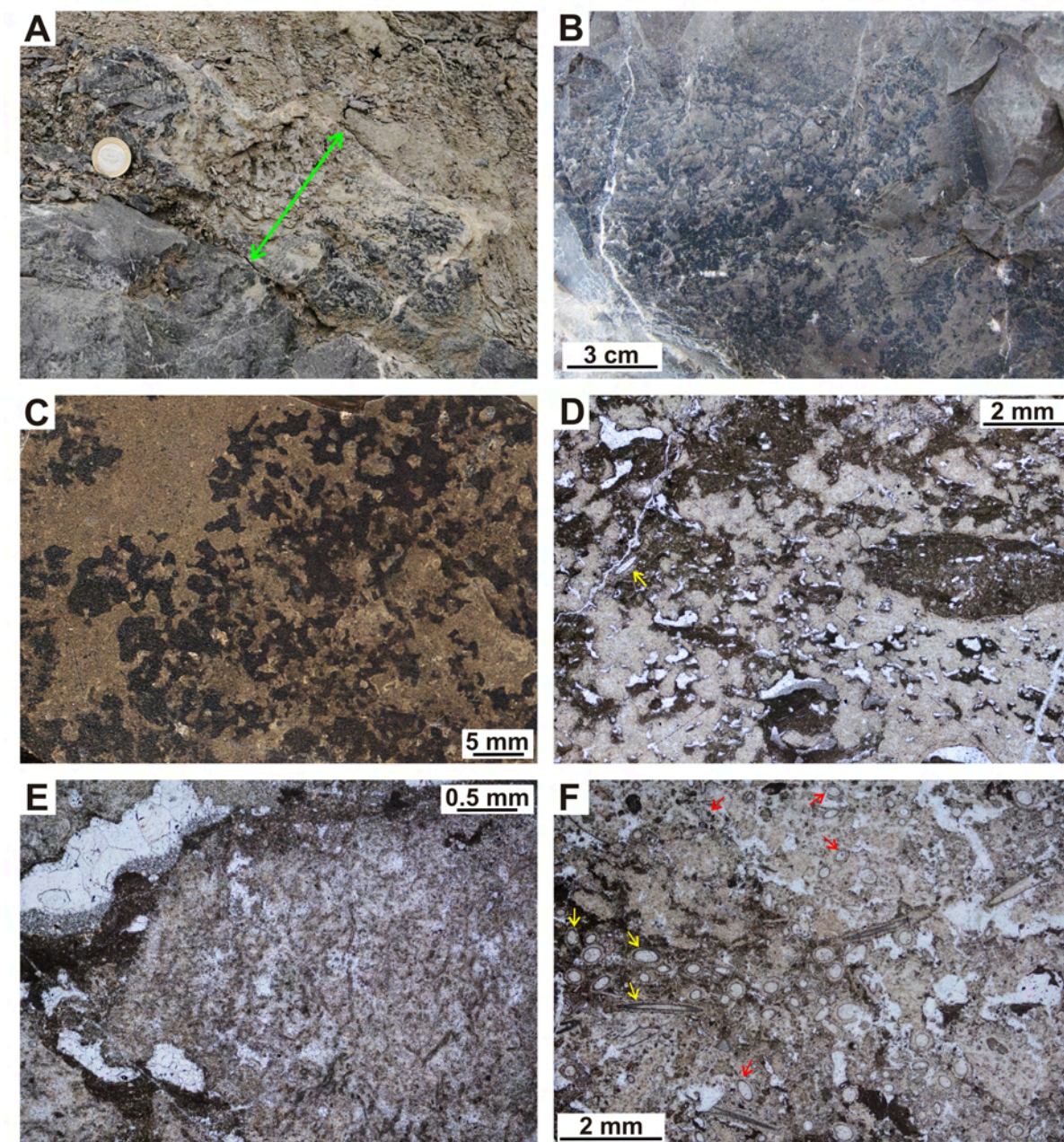


Figura 4.8: Trombolitos de la Fm Leza. **A:** Aspecto de campo de una capa tabular y lateralmente continua (señalada con la flecha verde) con mesoestructura trombolítica. **B:** Trombolito independiente (color oscuro), dentro de un estrato (de color más claro) de la asociación de facies de calizas negras. Nótese que pese a la estructura irregular, se aprecia una tendencia de crecimiento hacia el techo del estrato (situado hacia la esquina superior derecha de la imagen). **C:** Muestra pulida de un trombolito en la que se observa la mesoestructura formada por parches o *clots* irregulares de color oscuro parcialmente conectados entre sí. **D:** Microestructura de un trombolito en la que el carbonato microbiano (color claro) está distribuido en parches irregulares interconectados dejando entre sí cavidades rellenas con sedimento interno y cemento, localmente con presencia de algas dasycladales (flecha amarilla). **E:** Detalle de un parche o *clot* de un trombolito en el que, pese a estar alterado diagenéticamente, se observan relictos de la micrita original con textura filamentosa. **F:** Microestructura de un trombolito con abundantes algas dasycladales, tanto en la matriz micrítica (flechas amarillas), como incluidas dentro de los parches o *clot* de carbonato microbiano (flechas rojas).

estromatolitos aglutinantes está formada, en general, por alternancia de láminas micríticas (generalmente con textura micropeloidal o grumosa) y láminas compuestas principalmente por los mismos granos carbonáticos (oolitos, peloides, bioclastos e intraclastos) que se observan en el sedimento circundante. Estos estromatolitos se describen en detalle en los capítulos 5 y 6 de esta memoria, donde se incluyen numerosas fotografías.

4.3.6 - Estromatolitos micrítico-evaporíticos

En esta tesis doctoral sólo se han encontrado dos especímenes de este tipo de estromatolitos, en las localidades de Arnedillo y Castellar (sector oriental de la Fm Leza) y dentro de la *asociación de facies de dolomías y evaporitas*. Estos estromatolitos tienen morfologías cóncavas y mesoestructuras laminadas (Fig. 4.9) formadas por láminas micríticas de texturas variadas: micrita densa, grumosa y micropeloidal (Fig. 4.9). Se observan algunos granos en las láminas micríticas, pero son muy escasos. Tanto dentro de las láminas, como entre láminas adyacentes es común encontrar pseudomorfos de evaporitas en calcita, sílice y dolomita con tamaños milimétricos y submilimétricos (Fig. 4.9). Estos pseudomorfos conservan hábitos lenticulares y tabulares característicos de yeso y anhidrita, respectivamente. Los pseudomorfos desplazan y reemplazan la matriz micrítica. Localmente, estos pseudomorfos se agrupan en nódulos centimétricos dentro del estromatolito (Fig. 4.9).

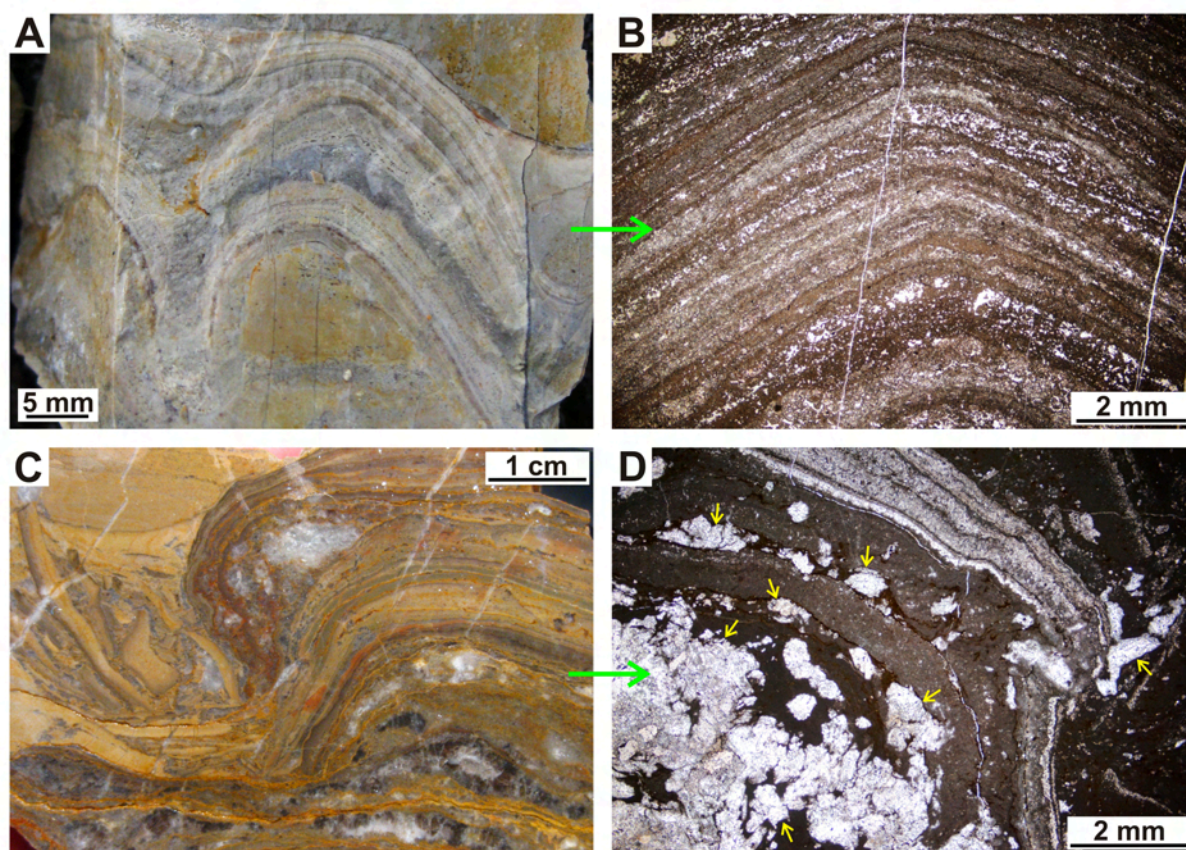


Figura 4.9: Estromatolitos micrítico-evaporíticos de la Fm Leza. **A:** Muestra de campo de un estromatolito micrítico de la *asociación de facies de dolomías y evaporitas* en la localidad de Arnedillo. **B:** Imagen al microscopio de la muestra de A, donde se aprecian la microestructura micrítica de las láminas, con algunos pseudomorfos de evaporitas de muy pequeño tamaño. **C:** Muestra de campo de un estromatolito micrítico (localidad Castellar) con abundantes nódulos formados por pseudomorfos de evaporitas. **D:** Imagen al microscopio de la muestra de C, donde se observan gran cantidad de pseudomorfos de evaporitas (flechas amarillas) de tamaño milimétrico.

4.3.7 - Calizas con laminación fenestral

En la *asociación de facies de calizas grises tableadas*, presente sólo en el sector occidental de la Fm Leza, son muy abundantes las facies de calizas con laminación fenestral. Éstas forman capas poco potentes (<20 cm) compuestas por finas láminas micríticas (<1 mm) separadas entre sí por láminas (<3 mm) de porosidad fenestral alargada horizontalmente (Fig. 4.10). Las texturas de las láminas micríticas pueden ser micropeloidales, grumosas y de micrita densa y suelen contener gran cantidad de granos, generalmente de cuarzo, peloides e intraclastos (Fig. 4.10). Localmente, aparecen relictos de filamentos microbianos mal

preservados. En algunas láminas aparecen abundantes fracturas verticales rellenas de cemento que pueden representar grietas de desecación (Fig. 4.10). En cuanto a la porosidad fenestral, ésta suele estar rellena por sedimento geopetal y por cemento, que localmente presenta crecimiento gravitacional (*pendant*). La forma de los poros suele ser alargada horizontalmente, aunque también son comunes los poros con formas irregulares (Fig. 4.10). En algunas muestras abundan los poros con morfología de tipo *Stromatactis*, con bases planas y techos irregulares (Fig. 4.10).

Las calizas con laminación fenestral son facies muy comunes en medios carbonáticos marinos someros actuales y fósiles, tanto precámbricos como fanerozoicos (p.ej. Logan, 1974; Hardie y Ginsburg, 1977; Pratt et al., 1992; Sumner y Grotzinger, 2004; Riding, 2008), lo que ha llevado incluso a considerarlos “depósitos inequívocos de ambientes intermareales” (Tucker y Wright, 1990, p. 151). Su origen es ampliamente interpretado como debido a la sucesión de acreción y desecación de tapices microbianos tempranamente calcificados (p.ej. Shinn, 1983; Mazzullo y Birdwell, 1989; Demicco y Hardie, 1994). Sin embargo, las calizas con laminación fenestral no son una categoría de microbialitas que suele incluirse en la mayoría de las clasificaciones. Su origen microbiano y su mesoestructura laminada implican que, en sentido estricto, deberían considerarse estromatolitos. Como no son comúnmente consideradas estromatolitos, en esta memoria se ha optado por mantener la denominación más habitual de “calizas con laminación fenestral”, con carácter descriptivo.

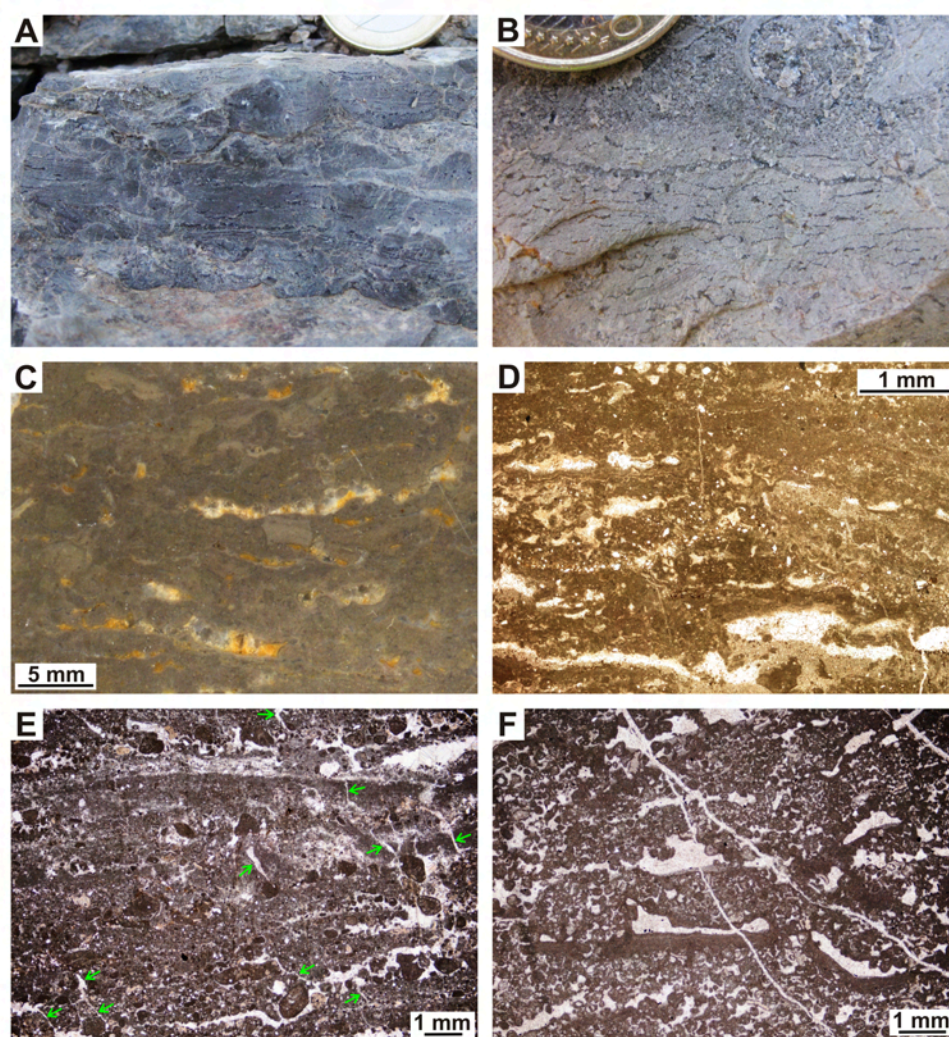


Figura 4.10: Calizas con laminación fenestral de la Fm Leza. **A-B:** Aspecto de afloramiento de las calizas con laminación fenestral. **C:** Fotografía de una sección pulida que muestra abundante porosidad fenestral alargada horizontalmente definiendo la laminación de la muestra. **D:** Imagen al microscopio de una muestra de caliza con laminación fenestral. **E:** Microestructura laminada micrítica con abundantes granos. Las flechas verdes señalan grietas subverticales en varias láminas, probablemente causadas por desecación. **F:** Microestructura de una muestra de caliza con laminación fenestral, en la que muchos de los poros tienen morfología tipo *Stromatactis*, con bases planas y techos irregulares.

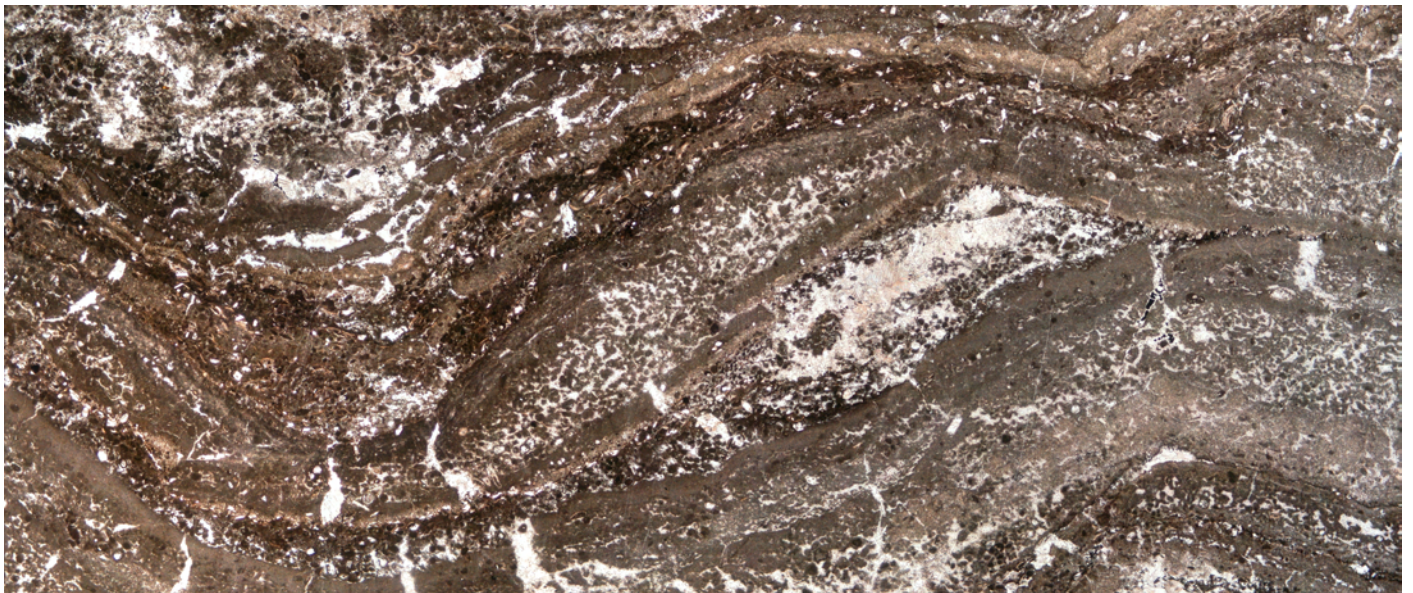
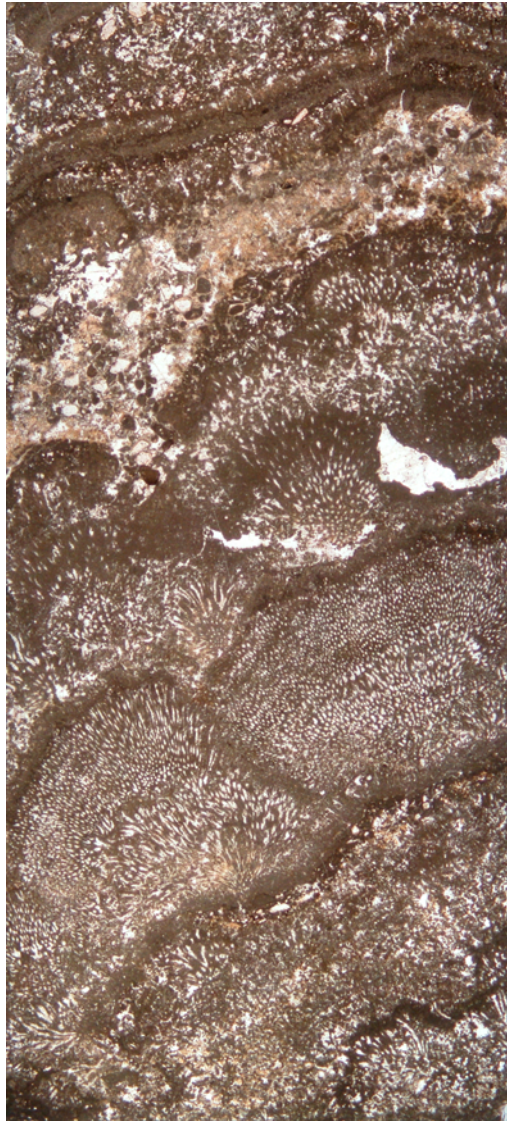
4.4 - CONCLUSIONES PARCIALES DEL CAPÍTULO

Las microbialitas fueron los componentes bióticos dominantes durante el Precámbrico y han sido, en general, mucho menos abundantes a lo largo del Fanerozoico (Monty 1973; Grotzinger 1990; Riding 2006a). La Fm Leza incluye una abundancia y diversidad de microbialitas relativamente inusual para depósitos fanerozoicos. En la bibliografía pueden encontrarse algunos ejemplos de unidades fanerozoicas con microbialitas que presentan diversidad de microestructuras (p.ej. Riding, 1979; Arp, 1995; Arenas y Pomar, 2010; Rodríguez-Martínez et al., 2012), o ejemplos de sistemas deposicionales con variaciones laterales en las características de sus microbialitas (p.ej. Braga et al., 1995; Jahnert y Collins, 2012; Arenas et al., en prensa). Sin embargo, no es común encontrar una unidad como la Fm Leza que en una potencia y extensión no muy grandes incluya desde oncolitos con microfábricas filamentosas formados en agua dulce hasta estromatolitos aglutinantes oolíticos de medios con influencia mareal, junto a otras cinco variedades diferentes de microbialitas.

Los raros ejemplos de gran abundancia de microbialitas durante el Fanerozoico son típicamente interpretados como debidos a medios deposicionales que presenten condiciones hidroquímicas anómalas y/o un refugio de la competencia ecológica de los metazoos (p.ej. Riding y Liang, 2005b; Riding, 2006b; y referencias en ellos). El sistema de humedales costeros de la Fm Leza proporcionó ambos factores. Por un lado, éste incluyó abundantes ambientes acuáticos someros que favorecieron la productividad orgánica primaria, pero que tuvieron comúnmente salinidades anómalas y/o rápidamente cambiantes, lo que fue probablemente la causa de la baja diversidad de metazoos observados en esta unidad. Por otro lado, en este sistema costero coexistieron gran variedad de condiciones hidroquímicas, incluyendo agua dulce, salobre, salina e hipersalina.

Además, cada una de las variedades de microbialitas de la Fm Leza aparece asociada a una facies concreta y, por lo tanto, se desarrolló en un único ambiente. Incluso en asociaciones de facies con diversas microbialitas, cada una de ellas presenta características y contextos diferentes, como ocurre en el caso de la *asociación de facies de calizas negras* que incluye tanto trombolitos en facies ricas en algas dasycladales como estromatolitos esqueléticos asociados a descaragas clásticas. Esto sugiere que los factores ambientales fueron probablemente los controles principales en el origen y desarrollo de las microbialitas de la Fm Leza, por lo que la gran variabilidad ambiental inherente a los sistemas de humedales costeros sería la causante de la diversidad de microbialitas observada. Los tapices microbianos que producen las microbialitas son comunidades bióticas muy complejas (p.ej. Freytet y Plet, 1996; Dupraz et al., 2009; Reitner, 2011a), por lo que es fácil que las diferencias ambientales del sistema deposicional de la Fm Leza produjeran una gran variedad de tapices microbianos con composiciones bióticas distintas, lo que, en definitiva, sería la causa subyacente a la variedad de microbialitas de la unidad. De forma similar, en sistemas actuales, la variaciones de microbialitas en subambientes diferentes se interpreta, de forma general, como debida a diferencias bióticas en los tapices microbianos que, en última instancia, están controlados por factores ambientales (p.ej. Bowlin et al., 2012; Jahnert y Collins, 2012).

Capítulo 5



Capítulo 5. ESTROMATOLITOS DE LA FM LEZA: PROCESOS DE ACRECIÓN Y CONTROLES AMBIENTALES

ÍNDICE

5.1 - INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS PARCIALES DEL CAPÍTULO

5.2 - ANTECEDENTES Y CONTEXTO HISTÓRICO

5.2.1 - Origen histórico de la relación entre estromatolitos y el proceso de atrapamiento de granos

5.2.2 - Origen histórico de la relación entre estromatolitos y medios mareales

5.3 - RELEVANCIA E IMPLICACIONES GENERALES DE ESTE ESTUDIO

5.3.1 - Novedades aportadas por este capítulo

5.3.1.1 - Composición química de las aguas

5.3.1.2 - Condiciones hidrodinámicas del medio

5.3.1.3 - Factores microbiológicos

5.3.2 - Implicaciones de los nuevos resultados de este capítulo

5.3.2.1 - El “dilema del sedimento” en los estromatolitos

5.3.2.2 - La relación entre ambiente y microfábrica estromatolítica

5.4 - CONCLUSIONES PARCIALES DEL CAPÍTULO

* **ARTÍCULO:** Suarez-Gonzalez et al. (en prensa) Do stromatolite need tides to trap ooids? Insights from a Cretaceous system of coastal-wetlands. *IAS Special Publication* 47.

5. ESTROMATOLITOS DE LA FM LEZA: PROCESOS DE ACRECIÓN Y CONTROLES AMBIENTALES

5.1 - INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS PARCIALES DEL CAPÍTULO

Este capítulo incluye el artículo titulado “*Do stromatolites need tides to trap ooids? Insights from a Cretaceous system of coastal-wetlands*”, aceptado para su publicación en el volumen 47 de la serie de libros *IAS Special Publications*¹². En este artículo se describen detalladamente los dos tipos principales de estromatolitos observados en la Fm Leza, estromatolitos esqueléticos y estromatolitos aglutinantes (Fig. 5.1). Este artículo supone un enlace entre la primera parte de la tesis doctoral, centrada en el estudio sedimentológico y paleoambiental detallado de la Fm Leza, y esta segunda parte en la que se estudian los depósitos microbianos de la unidad.

La gran diversidad de microbialitas encontradas en la Fm Leza durante la realización de esta tesis es significativa por el hecho de que cada una de las variedades de microbialitas aparece asociada a unas facies determinadas. Este hecho sugiere que los factores ambientales tuvieron un papel muy importante en el desarrollo de colonias microbianas, en su acreción y en su calcificación y preservación en los sedimentos. De este modo, la Fm Leza pone de relieve la necesidad de que los estudios de depósitos microbianos fósiles vayan de la mano de estudios sedimentológicos que caractericen los medios en los que se formaron. Precisamente este capítulo es un ejemplo concreto de esta vinculación metodológica entre geomicrobiología y sedimentología, pues en él se describen dos variedades diferentes de estromatolitos y las facies asociadas a ellos, y se interpretan los procesos genéticos de los estromatolitos, los medios sedimentarios en los que se originaron y las relaciones que pudieron existir entre estos medios y el desarrollo de los estromatolitos.

Pese a pertenecer al mismo sistema deposicional de humedales costeros, los medios sedimentarios en los que se desarrollaron los estromatolitos presentan diferencias y similitudes de gran relevancia para comprender el origen y desarrollo de éstos (ver *Table 2* de este capítulo). Por ejemplo, los dos medios estromatolíticos contienen granos de tamaño arena (principalmente oolitos, peloides, granos de cuarzo y bioclastos) y, sin embargo, sólo uno de los tipos de estromatolitos se formó fundamentalmente mediante el atrapamiento o aglutinación¹³ de dichos granos (Fig. 5.2). Las facies asociadas a los estromatolitos aglutinantes presentan características que las hacen interpretables como depositadas en un medio con influencia de agua marina y de corrientes mareales, mientras que el medio sedimentario de los estromatolitos esqueléticos es interpretable como zonas marginales de cuerpos de agua dulce asociados a descargas aluviales (véase el capítulo 3 de esta tesis y el apartado “*Sedimentology of the Leza Fm*”, del presente capítulo).

Por lo tanto, el estudio presentado en este capítulo aporta nuevos datos para entender los factores ambientales que controlan el origen y desarrollo de los estromatolitos en general, con especial énfasis en los estromatolitos aglutinantes y esqueléticos. Además, este estudio presenta un interés adicional, pues la Fm Leza contiene uno de los ejemplos más antiguos y mejor conservados a escala microscópica de estromatolitos aglutinantes formados por el atrapamiento de oolitos, una variedad de estromatolitos muy popular, puesto que es la predominante hoy en día en medios marinos (conocidos fundamentalmente en Bahamas y en Shark Bay, Australia), pero que no es muy común en el registro geológico (Riding et al., 1991b; Matyszkiewicz et al., 2006; 2012; Arenas y Pomar, 2010; Bourillot et al., 2010; Mercedes-Martín et al., 2013; Woods, 2013).

12.- IAS: *International Association of Sedimentologists*.

13.- Los conceptos de atrapamiento o aglutinación de granos por estromatolitos son equivalentes y se entienden, en la literatura científica contemporánea (p.ej. Dupraz et al., 2011; Riding, 2011a), como el hecho de que los granos del medio sedimentario, al acceder por medios físicos (corrientes, oleaje) a la superficie o a los flancos del estromatolito, queden adheridos al tapiz microbiano vivo que los recubre y, a que el progresivo crecimiento de éste haga que los granos pegados sean incorporados y fijados al propio tapiz. El resultado de la repetición de este proceso y de la progresiva litificación es que el armazón estructural que sustenta el estromatolito (y, por lo tanto, la microestructura observable al microscopio) está compuesta casi exclusivamente por las partículas del medio sedimentario.

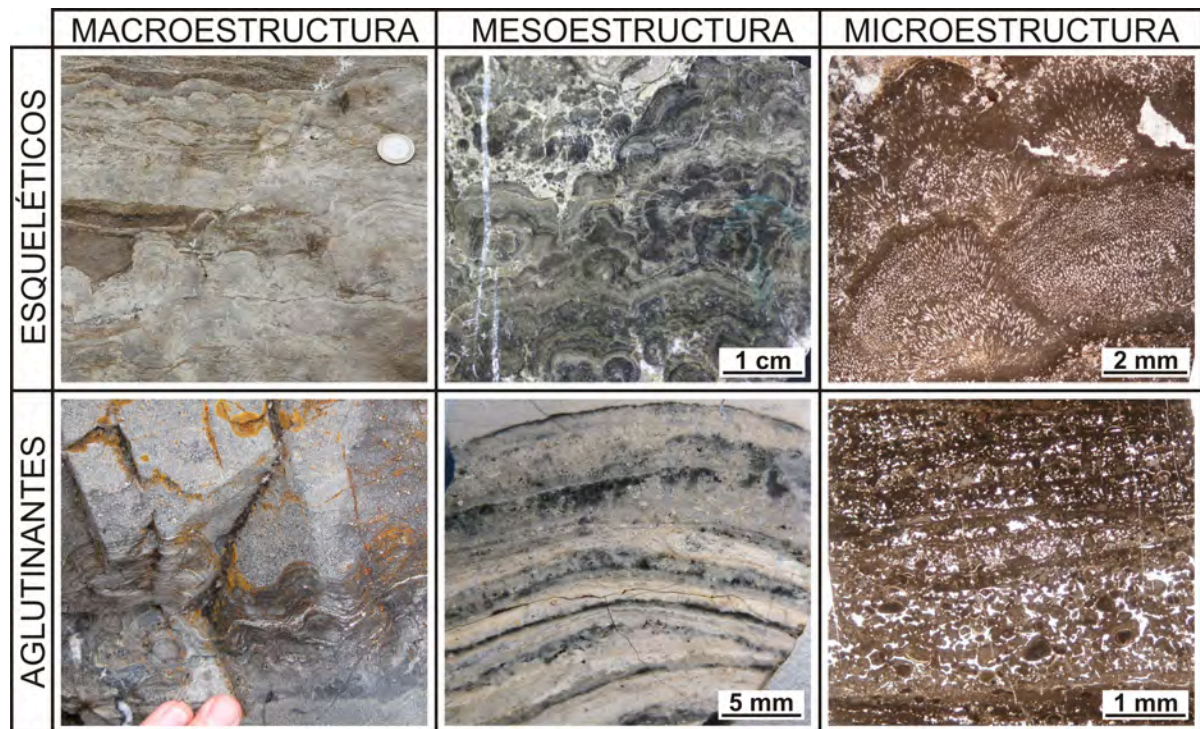


Figura 5.1: Tabla resumen del aspecto macro-, meso- y microscópico de las dos variedades fundamentales de estromatolitos observadas en la Fm Leza: estromatolitos esqueléticos y estromatolitos aglutinantes. Nótese que pese a la similitud en la macroestructura (ambos presentan morfologías dómicas) y pese a la marcada laminación mesoscópica de ambos ejemplos, las microestructuras son muy diferentes.

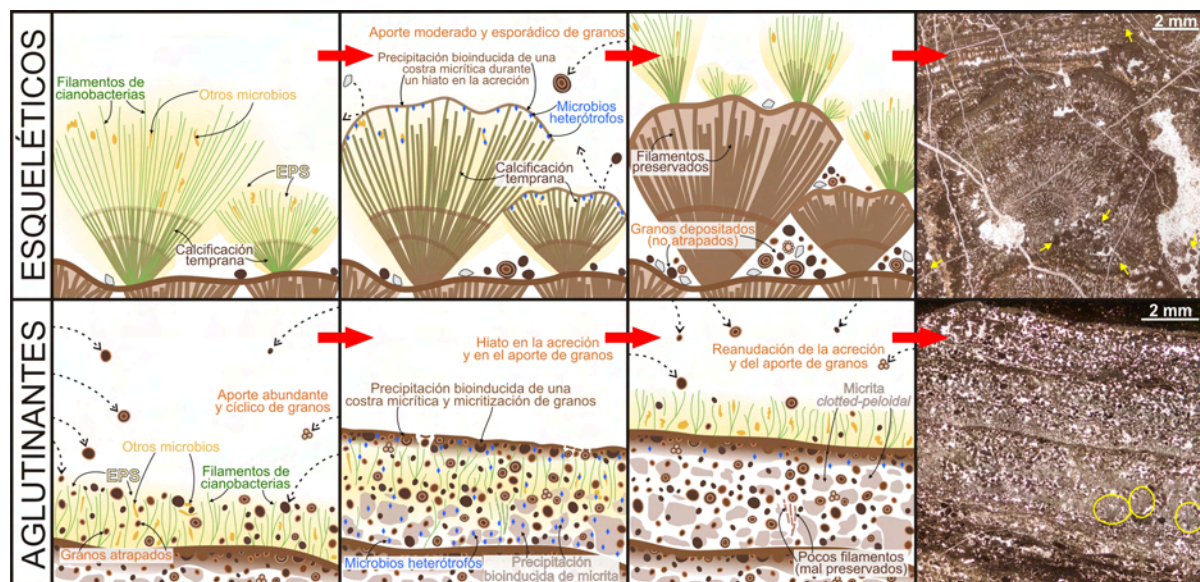


Figura 5.2: Dibujos esquemáticos de la evolución de los procesos de acreción de los estromatolitos esqueléticos y aglutinantes de la Fm Leza. Las composiciones bióticas de los tapices microbianos de ambos tipos de estromatolitos serían probablemente muy diferentes. Además, las diferencias ambientales entre los contextos de ambos estromatolitos también produjo que los procesos de acreción fueran distintos. En los estromatolitos esqueléticos se da una calcificación importante y temprana de los filamentos de cianobacterias y el aporte de granos no es moderado y esporádico, por lo que éstos sólo se preservan en las zonas inferiores y en la porosidad entre los abanicos de filamentos (flechas amarillas en la foto de microscopio). En los estromatolitos aglutinantes el aporte de granos es mucho mayor, mientras que los filamentos de las cianobacterias apenas presentan calcificación temprana, lo que produce que su preservación como filamentos calcificados sea mínima (círculos amarillos en la foto de microscopio) y que en el tapiz microbiano exista mucha más cantidad de EPS sin calcificar para fijar los granos aportados por el medio sedimentario.

5.2 - ANTECEDENTES Y CONTEXTO HISTÓRICO

Los términos “estromatolito”, “oolito”, “atrapamiento” (*trapping*) y “mareal”, que vertebran el título del estudio presentado en este capítulo, aparecen comúnmente asociados en la literatura geológica. Sin embargo, el significado exacto de esta asociación y los factores que la controlan han sido largamente debatidos, pues no todos los estromatolitos formados en medios oolíticos acrecen mediante el atrapamiento de éstos (p.ej. Monty, 1977; Awramik y Riding, 1988; Ginsburg, 1991; Browne, 2011). Este capítulo describe dos situaciones, dentro de la misma unidad cretácica, en las que los “estromatolitos” están asociados a facies que contienen “oolitos”, pero sólo en uno de los casos se produce un “atrapamiento” significativo de los oolitos por parte de los estromatolitos; se trata, precisamente, del caso con influencia “mareal”. Por lo tanto, a partir de esta combinación excepcional de situaciones, se pueden plantear hipótesis que permitan avanzar en el conocimiento de los factores que relacionan “estromatolitos” con “oolitos” a través del “atrapamiento” en medios “mareales”.

Las razones para esta común asociación de los cuatro conceptos citados en el párrafo anterior son, fundamentalmente de carácter histórico (Fig. 5.3). Las primeras descripciones de lo que hoy conocemos como estromatolitos fueron realizadas en afloramientos de calizas oolíticas del Cámbrico del estado de Nueva York (Steele, 1825). Posteriormente, Kalkowsky (1908) acuñó el término estromatolito también en facies oolíticas, en este caso del Triásico Inferior de Alemania central (Paul y Peryt, 2000; Paul et al., 2008; 2011). Curiosamente, a partir de afloramientos equivalentes, Brückmann (1721) había popularizado casi doscientos años antes el término *oolithos* (del griego ὠὸν, huevo y λίθος, roca) para rocas formadas por la acumulación de pequeñas esferas que interpretó como huevos de pez petrificados (Paul et al., 2008; Burne et al., 2012).

5.2.1 - Origen histórico de la relación entre estromatolitos y el proceso de atrapamiento de granos

Tras la definición de Kalkowsky (1908), el conocimiento sobre los estromatolitos fue aumentando a lo largo del siglo XX (Fig. 5.3), tanto en el registro fósil como en análogos actuales, encontrados fundamentalmente en contextos continentales (p.ej. Walcott, 1914). Black (1933) presentó el primer estudio detallado de estromatolitos actuales en ambientes costeros y marinos en su trabajo sobre las estructuras microbianas de la isla de Andros, en Bahamas. Este trabajo confirmó que el origen de los estromatolitos se debía a la superposición de tapices microbianos (*microbial mats*) dominados por cianobacterias filamentosas, y planteó dos mecanismos diferentes para la acreción, litificación y preservación de estos tapices (mecanismos que serían reevaluados y completados posteriormente por Monty, 1972; 1976).

Black (1933) observó dos tipos fundamentales de construcciones microbianas (denominadas en el artículo *algal heads*): a) formas con clara “laminación paralela o concéntrica”, que se encuentran desde las zonas intermareales hasta los bordes de las lagunas costeras de agua dulce, y cuyo “elemento dominante (...) es sedimento blando y no cementado, atrapado mecánicamente por las algas [*algae* en el original, refiriéndose a *cyanophyceae* o *blue-green algae*, hoy en día denominadas cianobacterias], sin adición perceptible de cristales secundarios”; y b) formas que “consisten en filamentos con crecimiento radial, sin mucho sedimento intersticial”, que se encuentran en zonas ligeramente más elevadas, drenadas fundamentalmente con agua meteórica, y en las que las estructuras microbianas “están fuertemente cementadas con cristales de carbonato precipitados alrededor de los filamentos” (p. 170).

La acreción de tapices microbianos mediante precipitación de carbonato bioinducida por cianobacterias ya era conocida en 1933 (p.ej. Walcott, 1914; véase en Monty, 1977 una lista detallada de ejemplos anteriores), pero Black (1933) puso de relieve por primera vez la importancia que en las estructuras microbianas de Bahamas tiene la capacidad de los tapices microbianos para atrapar y fijar (*trapping and binding*) el sedimento circundante, que en el caso de Bahamas es fundamentalmente arena oolítica. Esta

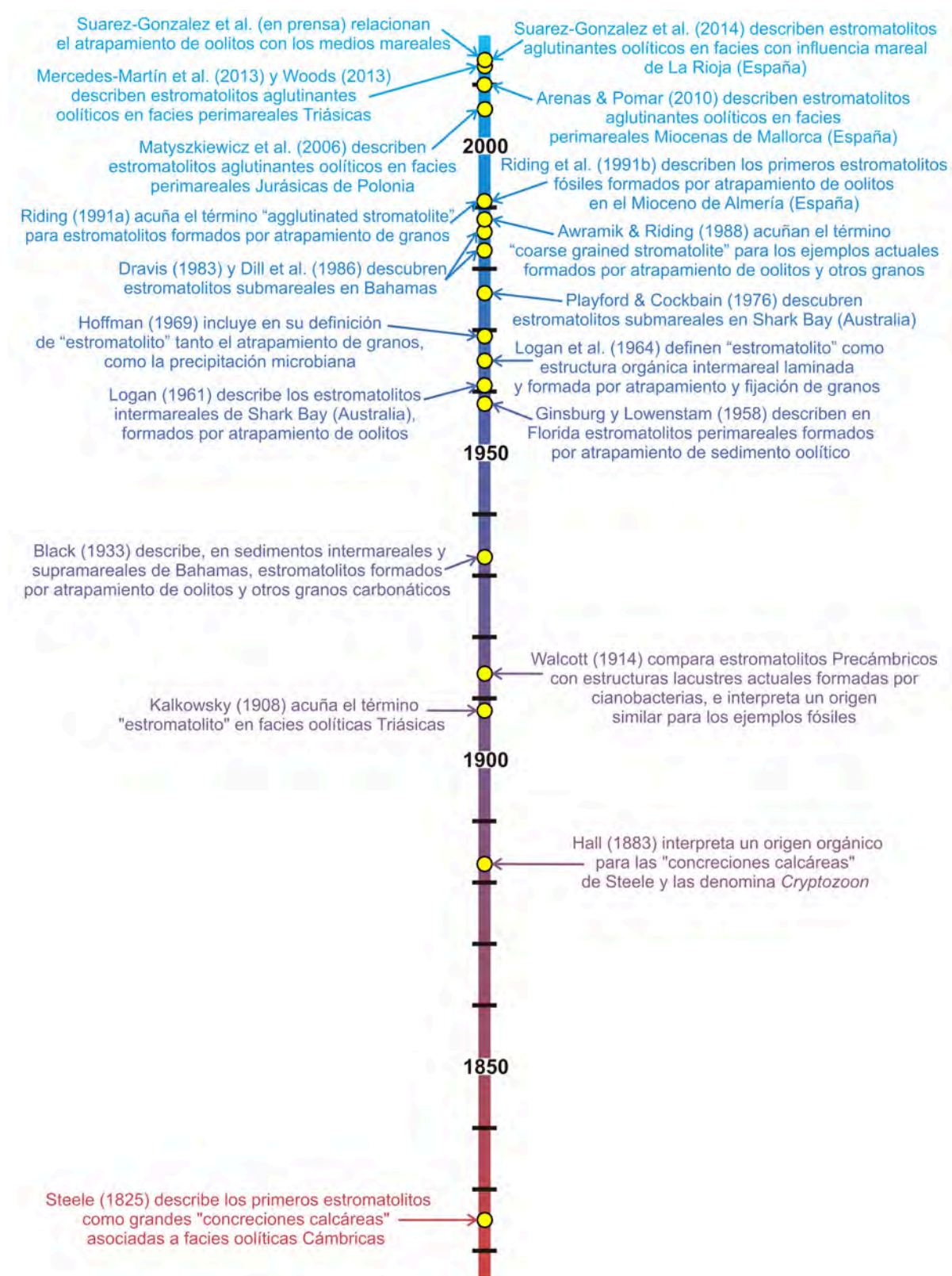


Figura 5.3: Línea del tiempo que resume los principales hitos de los últimos 200 años de investigación sobre estromatolitos aglutinantes.

capacidad, que Black (1933) atribuyó al mucílago que envolvía los filamentos de todas las especies de cianobacterias que encontró en su estudio, pasó a ser el mecanismo fundamental para explicar la formación de estromatolitos a partir de trabajos en zonas marinas someras de Bahamas y de Florida (p.ej. Ginsburg y Lowenstam, 1958) y, sobre todo, a partir del popular trabajo de Logan (1961), que describió por primera vez los estromatolitos columnares de Shark Bay (Australia), de formas y tamaños similares a los ejemplares comúnmente encontrados en rocas precámbricas y también asociados a acumulaciones de oolitos.

Basándose en los ejemplos de estromatolitos marinos actuales de Bahamas, Florida y Australia, y utilizando una metodología estrictamente actualista, Logan et al. (1964) plantearon la primera definición y clasificación morfológica de los estromatolitos, y propusieron una caracterización ambiental de éstos con el fin de facilitar la interpretación sedimentológica de los estromatolitos fósiles. La definición de estromatolitos de Logan et al. (1964) supuso el asentamiento definitivo del paradigma del *trapping and binding* como proceso de acreción fundamental en los estromatolitos. Para estos autores los estromatolitos son “estructuras laminadas compuestas por sedimento de tamaño arena, limo y arcilla, que se forman por atrapamiento y fijación de partículas detríticas por un tapiz microbiano [*algal film* en el original]” (p. 69). Esta definición planteaba para muchos investigadores el problema de que la gran mayoría de los estromatolitos fósiles conocidos hasta entonces no estaban formados por partículas detríticas, sino generalmente por carbonato de textura micrítica (ver Monty, 1977 para una relación detallada de las opiniones en contra de la definición de Logan et al., 1964). Sin embargo, el hecho de que los estromatolitos de Shark Bay y Bahamas fueran los únicos análogos marinos para el registro fósil hizo que el proceso de “atrapamiento” fuera utilizado hasta para los estromatolitos con textura micrítica, interpretados como formados por el atrapamiento y fijación de partículas carbonáticas de tamaño arcilla (p.ej. Riding, 1977; y los *fine-grained stromatolites* de Riding, 1991a).

Esta preponderancia del *trapping and binding* como proceso de acreción fue abandonándose en la literatura especializada a medida que iba avanzando el conocimiento del metabolismo microbiano y su relación con la precipitación de carbonato (Monty, 1977). La precipitación microbiana fue incorporándose a las nuevas definiciones del término “estromatolito”, como en Hofmann (1969), para quien los estromatolitos son “estructuras organosedimentarias, de escala milimétrica a decamétrica, cuyo crecimiento está registrado por una sucesión de láminas” formadas bien “por atrapamiento o aglutinación sobre la materia orgánica, o por precipitación no-esquelética resultante de la actividad metabólica de microorganismos” (p. 58). Más tarde, Burne y Moore (1987) adoptaron la misma dualidad ‘atrapamiento + precipitación microbiana’ para definir el término “microbialitas”: “depósitos organosedimentarios que han acrecido como resultado de que una comunidad microbiana bentónica atrapa y fija sedimento y/o fuera el sustrato para la precipitación mineral” (pp. 241-242).

Sin embargo, pese a que la mayoría de las definiciones posteriores a la de Logan et al. (1964) han incluido la precipitación de carbonato como proceso fundamental para la formación de los estromatolitos (véase Riding, 1999), y pese a que hoy en día está ya establecido el importante papel del metabolismo microbiano en este proceso (p.ej. Dupraz et al., 2009), el paradigma del *trapping and binding* persiste en la actualidad, fundamentalmente en los niveles más básicos del conocimiento geológico. Prueba de ello son las menciones a los estromatolitos en muchos de los libros de texto de Geología para bachillerato y para primeros cursos de universidad. Por ejemplo, en Chernicoff et al. (1997) los estromatolitos son caracterizados como “estructuras arrecifales laminadas que se forman por atrapamiento de sedimento en colonias de cianobacterias” (p. 394); en Lunine (1999) como “formaciones laminadas (...) con láminas de carbonato de calcio y láminas de limo atrapado” (p. 134); Bastida (2005) explica la formación de estromatolitos mediante “entrampamiento y retención de barro y limo por organismos para dar lugar a capas, láminas y otro tipo de depósitos” (p. 505); y Marshak (2009) describe que “los estromatolitos se forman porque las cianobacterias segregan una sustancia mucilaginosa a la que se adhiere el sedimento suspendido en el agua” (p. 301).

Dada esta importancia que el atrapamiento ha tenido y tiene, tanto en la literatura general como en la especializada, resulta sorprendente comprobar que en realidad se han descrito muy pocos ejemplos fósiles de estromatolitos aglutinantes, o *coarse-grained stromatolites* (Fig. 5.3). En el último apartado de la discusión del artículo incluido en este capítulo se realiza un repaso a los ejemplos fósiles descritos de estromatolitos aglutinantes carbonáticos (i.e. formados casi exclusivamente por atrapamiento de oolitos y de otras partículas carbonáticas y, por lo tanto, análogos de los ejemplos actuales de Bahamas y Shark Bay). Hay varios ejemplos del Mioceno (Riding et al., 1991b; Arenas y Pomar, 2010; Bourillot et al., 2010), uno del Jurásico (Matyszkiewicz et al., 2006; 2012) y dos, recientemente descritos, del Triásico (Mercedes-Martín et al., 2013; Woods, 2013). Otros ejemplos de microbialitas fósiles del Fanerozoico contienen granos carbonáticos atrapados en algunas de sus microfábricas, pero en unos casos (p.ej. Rodríguez-Martínez et al., 2012; Quijada et al., en prensa) el atrapamiento ocurre sólo localmente y no es el mecanismo de acreción principal, y en otros casos (Chow y George, 2004) la estructura de las microbialitas a escala macroscópica y mesoscópica es problemática y no se corresponde con estromatolitos, siendo clasificadas como “montículos microbianos con forma de tepee”.

Además, durante el Arcaico y el Proterozoico, momentos de mayor abundancia y diversidad de estromatolitos, los ejemplos de microfábricas claramente formadas por atrapamiento son muy raros y poco estudiados en detalle (p.ej. Walter, 1972; Fairchild, 1991; Altermann, 2008). No obstante, la relevancia del proceso de atrapamiento y fijación de granos en la acreción de los estromatolitos a lo largo de su historia geológica sigue siendo objeto de debate (p.ej. Browne, 2011; Dupraz et al., 2013; Suarez-Gonzalez et al., 2014), y la identificación y caracterización de microfábricas estromatolíticas formadas por atrapamiento es todavía controvertida.

Como ejemplo de esto, cabe señalar el caso de los populares afloramientos de estromatolitos Triásicos en los que Kalkowsky (1908) definió el término (Fig. 5.4), que han sido vueltos a estudiar por Paul y Peryt (2000) y por Paul et al. (2011). Estos estromatolitos están asociados a facies oolíticas y en los citados artículos los autores mencionan que “los estromatolitos pueden incorporar cantidades variables de oolitos, granos de cuarzo y otros materiales” (Paul y Peryt, 2000, p. 448; Paul et al., 2011, p. 26). Sin embargo, las únicas imágenes a las que se hace referencia para apoyar esta afirmación son: a) Paul y Peryt (2000), Fig. 10A, en la que se observan oolitos rellenando el espacio entre columnas estromatolíticas y sobre la que los autores afirman explícitamente en el pie de figura: “Nótese que los oolitos son incorporados muy raramente en los estromatolitos; y b) Paul y Peryt (2000), Fig. 10D, descrita por los autores como la “recolonización [por parte de un estromatolito] de un depósito oolítico”. Por lo tanto, aunque es probable que se puedan encontrar esporádicamente algunos granos aislados en las láminas de estos estromatolitos, las imágenes de microscopio petrográfico publicadas en los citados artículos no parecen apoyar la clasificación de los

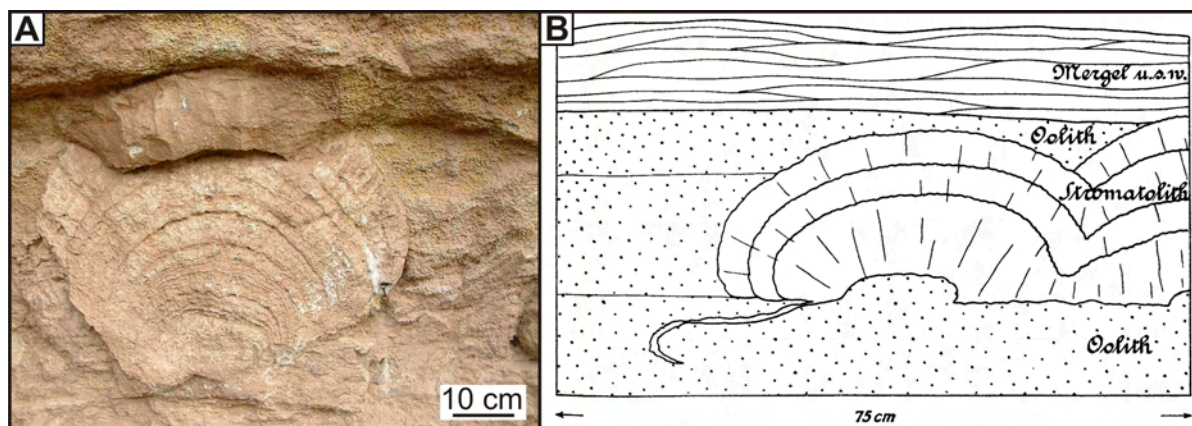


Figura 5.4: Estromatolitos triásicos de la región del Harz en Alemania en los que Kalkowsky (1908) acuñó el término “estromatolito”. **A:** Aspecto de uno de los afloramientos originales descritos por Kalkowsky (1908). Nótese la laminación del estromatolito y la abundancia y tamaño de los oolitos de la matriz. Como señaló el propio Kalkowsky (ver texto para más detalles), estos oolitos no están incorporados de forma abundante en el interior de los estromatolitos. Fotografía cedida por Robert Riding. **B:** Esquema original de un afloramiento muy similar al de A, dibujado por Kalkowsky (1908). *Stromatolith*: estromatolito. *Oolith*: caliza oolítica. *Mergel*: marga.

estromatolitos de Kalkowsky (1908) como aglutinantes. De hecho, en el propio texto de Kalkowsky (1908) puede encontrarse la siguiente frase: “las láminas de los estromatolitos (...) parecen relativamente pobres en componentes alóctonos, incorporados en muy pequeñas cantidades durante el crecimiento¹⁴” (p. 103). La Figura 5.4 muestra una fotografía del afloramiento original estudiado por Kalkowsky en la que se aprecia esta escasez de granos en las láminas de los estromatolitos. Sin embargo, los autores posteriores insisten en la importancia del atrapamiento y fijación de granos como proceso de acreción de estos estromatolitos Triásicos (Paul y Peryt, 2000, pp. 453, 456), pese a que ellos mismos interpretan, en concordancia con Kalkowsky (1908), que “la mayoría del carbonato precipitó *in situ* y la fase detrítica nunca controló la laminación estromatolítica” (Paul y Peryt, 2000, p. 453).

De forma similar, Andrews y Trewin (2014), en su reciente descripción de estromatolitos Devónicos del norte de Escocia, también asociados a facies oolíticas, clasifican algunos de sus ejemplares como estromatolitos aglutinantes, utilizándolos como análogos de los ejemplos modernos de Bahamas y Shark Bay, basándose en “que la textura dolomítica *clotted* que domina su microestructura contiene localmente “material detrítico como arena, intraclastos y ooides” (p. 417). Sin embargo, en la única imagen de microscopio en la que apoyan esta afirmación (Fig. 3b) resulta difícil distinguir ninguna partícula detrítica dentro de la textura *clotted* predominante.

Gran parte de la relevancia del estudio de los estromatolitos de la Fm Leza presentado en este capítulo radica, por tanto, en esta larga historia de asociación entre los términos “estromatolito”, “atrapamiento” y “oolitos”, y en la controversia todavía vigente sobre la interacción entre los estromatolitos y los granos detríticos que los rodean.

5.2.2 - Origen histórico de la relación entre estromatolitos y medios mareales

Otro paradigma surgido a partir del descubrimiento de los estromatolitos de Shark Bay (Australia) y de la publicación de Logan et al. (1964) fue el de la interpretación general de los estromatolitos, actuales y fósiles, como íntimamente relacionados con medios intermareales. En el citado artículo, los estromatolitos marinos actuales eran considerados como “característicos de zonas intermareales o zonas próximas a la intermareal” (p. 82), y cada una de las diferentes morfologías macroscópicas mediante las que se clasificaban los estromatolitos (todavía utilizadas hoy en día: *laterally linked hemispheroids* – LLH, *discrete vertically stacked hemispheroids* – SH, y *spheroidal structures* – SS) eran interpretadas como indicadoras de un determinado subambiente dentro de la zona intermareal.

Pese a que en el registro geológico había evidencias que mostraban que muchos estromatolitos fósiles se habían formado en medios marinos más profundos (véase discusión en Monty, 1977), el “paradigma intermareal”, basado fundamentalmente en el estudio de las llanuras mareales carbonáticas actuales de Bahamas, Australia y el Golfo Pérsico, tuvo un gran peso en la creación de los primeros modelos de facies carbonáticas perimareales¹⁵. El progresivo descubrimiento de abundantes estromatolitos columnares en ambientes submareales en Bermuda (Gebelein, 1969), en Shark Bay (Playford y Cockbain, 1976; Awramik y Riding, 1988; Reid et al., 2003a; Jahnert y Collins, 2011), y en Bahamas (Dravis, 1983; Dill et al., 1986; Riding et al., 1991a; Reid et al., 1995; Feldmann y McKenzie, 1998) acabó de demostrar que los estromatolitos no deben ser considerados, en medios marinos, como formas exclusivas de la zona intermareal. Por otro lado, el estado del conocimiento actual sobre estromatolitos muestra que éstos se han formado, a lo largo de la historia de la Tierra, en prácticamente todos los medios sedimentarios (p.ej. Dupraz et al., 2011; Riding, 2011a). Sin embargo, aunque en la actualidad y durante todo el Cenozoico, los estromatolitos marinos sean más la excepción que la regla (Monty, 1973; Arp et al., 2001; Riding y Liang, 2005a), es cierto que los medios marinos someros han sido los lugares preferentes para la formación

14.- Traducido desde la traducción del alemán al inglés de Monty (1977).

15.- Sin embargo, ya en la primera edición del libro *Facies Models* James (1979) aconsejaba cautela al identificar unívocamente los estromatolitos como intermareales.

de estromatolitos durante la mayoría de su larga historia geológica, desde el Arcaico hasta el Cretácico (p.ej. Monty, 1977; Riding, 2011a).

Como se discute en el apartado “*Is trapping of ooids limited to tidal environments?*” del artículo incluido en este capítulo, los pocos ejemplos fósiles descritos de estromatolitos aglutinantes formados casi exclusivamente por atrapamiento de oolitos y otras partículas carbonáticas parecen haberse desarrollado todos en medios marinos someros con influencia de las mareas, patrón señalado por primera vez en el presente estudio. El hecho de que en el caso de la Fm Leza se observe una situación equivalente, en la que los estromatolitos aglutinantes sólo se desarrollaron en medios con influencia mareal, mientras que otros medios albergaron variedades diferentes de microbialitas (ver capítulo 4), permite analizar en profundidad en este capítulo algunos de los factores ambientales que controlan el crecimiento de los carbonatos microbianos.

5.3 - RELEVANCIA E IMPLICACIONES GENERALES DE ESTE ESTUDIO

5.3.1 - Novedades aportadas por este capítulo

Dado este contexto histórico, puede apreciarse que la Fm Leza presenta una situación excepcional, no sólo por contener uno de los pocos ejemplos fósiles de estromatolitos aglutinantes, sino por contener, además, otra variedad diferente de estromatolitos asociada a facies diferentes. El hecho de que ambos tipos de estromatolitos estén muy bien preservados a escala microscópica permite el estudio detallado de sus microfábricas y la interpretación de los mecanismos de acreción que las formaron. Asimismo, el estudio sedimentológico previo de la Fm Leza permite conocer en detalle las semejanzas y diferencias de los ambientes en los que se formaron los estromatolitos (ver capítulo 3). De este modo, la combinación de la interpretación paleoambiental de los medios sedimentarios con la interpretación petrográfica de los procesos de acreción estromatolíticos proporciona una vía para alcanzar uno de los objetivos fundamentales de cualquier estudio sobre microbialitas fósiles: poder correlacionar cada textura observada al microscopio con uno o varios procesos de acreción y correlacionar estos procesos, a su vez, con los parámetros físicos, químicos y/o biológicos que lo controlaron. En el caso de la Fm Leza, los parámetros que más parecen haber controlado las diferencias entre estromatolitos son: a) la composición química de las aguas; b) las condiciones hidrodinámicas del medio; y c) las posibles diferencias bióticas entre los tapices microbianos que formaron los estromatolitos.

5.3.1.1 - Composición química de las aguas

La composición química de las aguas es el principal factor que controla la calcificación temprana de tapices microbianos dominados por cianobacterias (p.ej. Golubic, 1973; Riding, 1982; Merz, 1992; Arp et al., 2001; Dupraz et al., 2009) y, por lo tanto, es muy probable que fueran diferencias hidroquímicas las que controlaran en gran medida que las cianobacterias de los estromatolitos esqueléticos de la Fm Leza calcificaran de forma intensa y relativamente muy temprana (Fig. 5.2), mientras que las cianobacterias de los estromatolitos aglutinantes permanecieran generalmente sin calcificar, lo que facilitó que los tapices microbianos de éstos mantuvieran abundante EPS, *extracellular polymeric substances* o sustancias poliméricas extracelulares con textura gelatinosa (Decho, 2011) y, por tanto, capaces de atrapar partículas (Fig. 5.2). Es conocido, por ejemplos actuales y de laboratorio, que el principal factor hidroquímico que controla esta calcificación temprana de cianobacterias es la saturación de las aguas en carbonato de calcio (p.ej. Merz, 1992; Riding, 2000; Arp et al., 2001; Riding y Liang, 2005a), sin embargo, el estudio presentado en este capítulo es un ejemplo en el que se puede interpretar la relevancia de dicho parámetro en el registro geológico, puesto que los estromatolitos esqueléticos de la Fm Leza se desarrollaron en medios dominados por agua meteórica procedente de descargas aluviales relacionadas con la erosión del sustrato carbonático

de la Cuenca de Cameros (ver capítulo 3 de esta memoria), lo que implica que serían muy probablemente aguas con alta sobresaturación en carbonato de calcio. Por el contrario, los estromatolitos aglutinantes se desarrollaron en medios con influencia de agua marina o con mezcla de aguas meteórica y marina, cuyo resultado sería una sobresaturación menor en carbonato de calcio (ver apartado “*Calcification of microbial mats*” del artículo incluido en este capítulo).

5.3.1.2 - Condiciones hidrodinámicas del medio

Este estudio también tiene gran relevancia para la comprensión de la relación entre el desarrollo de estromatolitos y las condiciones hidrodinámicas del medio. Todos los estudios de estromatolitos basados en su morfología macroscópica (desde el primero de Logan et al., 1964, hasta los más recientes, Andres y Reid, 2006 o Andrews y Trewin, 2014) han considerado los factores hidrodinámicos (velocidad, recurrencia o turbidez, por ejemplo, de los diferentes tipos de corrientes que afecten al medio acuático) como fundamentales para el desarrollo de los aspectos macroscópicos de los estromatolitos. El trabajo presentado en este capítulo, sin embargo, considera la hidrodinámica del medio como un factor crucial para el desarrollo de aspectos microscópicos, como la composición y textura de las láminas estromatolíticas. De este modo, pese a que los medios sedimentarios de ambas variedades de estromatolitos de la Fm Leza estuvieron sometidos a corrientes de relativa alta agitación (puesto que ambos están asociados a texturas *grainstone*), sólo los estromatolitos aglutinantes tuvieron influencia relativamente continua y periódica de éstas, debido a las mareas (lo que facilitó el aporte continuado de granos sobre los tapices microbianos para ser atrapados por éstos), mientras que los estromatolitos esqueléticos estarían sometidos sólo a corrientes esporádicas como tormentas o descargas aluviales. En este sentido, este estudio es uno de los pocos en relacionar los aspectos microscópicos observados en un estromatolito fósil con las condiciones hidrodinámicas del medio. En algunos trabajos de estromatolitos actuales de Bahamas (p.ej. Bowlin et al., 2012) se relacionan los factores ambientales con aspectos microscópicos, pero estos aspectos suelen centrarse en las diferencias bióticas de los tapices microbianos, independientemente de los mecanismos de acreción de éstos y de la microestructura resultante. En el caso de Bahamas, la mayoría de las diferentes comunidades bióticas (seis, según Bowlin et al., 2012) acrecen mediante el atrapamiento de granos, por lo que a partir de un estudio petrográfico de las microestructuras no se podrían distinguir todas las diferentes comunidades bióticas (como efectivamente ocurre en Reid et al., 2000, donde sólo se diferenciaban tres comunidades), y tampoco se podría relacionar las microestructuras petrográficas (casi exclusivamente granos atrapados) con las condiciones hidrodinámicas del medio, como sí se ha hecho en el estudio de la Fm Leza presentado en este capítulo.

5.3.1.3 - Factores microbiológicos

En este estudio también se tienen en cuenta, además de los factores ambientales, los factores microbiológicos que pudieron controlar las diferencias observadas entre las dos variedades de estromatolitos de la Fm Leza. La gran diferencia entre las microfábricas de ambas variedades (Figs. 5.1, 5.2 y Figs. 13, 14 del capítulo) sugiere que estas microfábricas se produjeron a partir de tapices microbianos compuestos por comunidades bióticas diferentes. Sin embargo, los únicos restos bióticos con relevancia taxonómica que aparecen en los estromatolitos de la Fm Leza son los filamentos de los estromatolitos esqueléticos, que, pese a su buena preservación, no son fácilmente clasificables (véase el subapartado “*Interpretation*” dentro del apartado “*Stromatolites of the western sector: Skeletal stromatolites*” el artículo incluido en este capítulo). Por lo tanto, las diferencias bióticas exactas que condicionaran las diferencias texturales entre ambas variedades de estromatolitos son casi imposibles de inferir en estos ejemplos. En cualquier caso, hoy en día es de sobra conocida la importancia que los factores ambientales tienen en el desarrollo biótico de los tapices microbianos que forman las microbialitas (p.ej. Dupraz et al., 2009; 2011), por lo que, dadas las grandes diferencias entre los ambientes en los que se formaron los estromatolitos de la Fm Leza, es muy

probable que las posibles diferencias microbiológicas que existieran entre ellos estuvieran causadas también por factores ambientales, por lo que serían éstos los que controlarían, en última instancia, la acreción de los estromatolitos. Sin embargo, también merece la pena señalar que se han estudiado casos de tapices microbianos actuales (p.ej. Monty, 1972; Dupraz et al., 2004) que con la misma composición biótica presentan diferentes estados de calcificación (y, por lo tanto, producen diferentes microfábricas) en distintos medios sedimentarios de un mismo sistema (con diferentes salinidades y composiciones hidroquímicas, Monty, 1972), o a causa de variaciones ambientales dentro del mismo medio (como la profundidad y la cantidad de luz recibida, Dupraz et al., 2004). Estos trabajos demuestran la dificultad de encontrar factores bióticos que controlaran las diferencias texturales de los estromatolitos de la Fm Leza, y la prevalencia del control de los factores ambientales analizados en este estudio.

En definitiva, la Fm Leza presenta una situación excepcional que permite el estudio de diferentes tipos de estromatolitos y de sus medios sedimentarios, dentro de un mismo sistema deposicional. Esta excepcionalidad de la Fm Leza hace que no sea fácil encontrar análogos, tanto modernos como fósiles, en los que se den la misma variedad de estromatolitos y en los que se puedan estudiar con detalle los factores que controlaron esa variedad. Volviendo a los orígenes del estudio de los estromatolitos, es posible que uno de los mejores análogos de la situación descrita en este capítulo sea el estudio de Black (1933) sobre los estromatolitos de la isla de Andros en Bahamas, en el que en menos de 10 km de distancia pudo observar la transición desde estromatolitos principalmente formados por atrapamiento del sedimento circundante, en las zonas más cercanas al mar, a estromatolitos formados por la calcificación de las cianobacterias filamentosas, en lagos costeros de agua dulce, más alejados de la influencia marina. Además, de forma similar a como se hace en este capítulo, Black también asoció estas diferencias entre estromatolitos a las diferencias hidroquímicas e hidrodinámicas de los medios en los que éstos se formaron (ver apartado 5.2.1).

5.3.2 – Implicaciones de los nuevos resultados de este capítulo

A partir de los aspectos resumidos en el apartado anterior, que muestran la relevancia de la investigación que se presenta en este capítulo, pueden entenderse las implicaciones de éste dentro del campo del estudio de los estromatolitos, en concreto, y de las relaciones entre sedimentología y estudios de microbialitas, en general. Así pues, este estudio plantea un avance hacia posibles respuestas a interrogantes abiertos durante mucho tiempo en el estudio de estromatolitos (interrogantes puestos de relieve en artículos de revisión recientes como Riding, 2000; 2011a; 2011b; Dupraz et al., 2009; Browne, 2011; Bosak et al., 2013).

5.3.2.1 - El “dilema del sedimento” en los estromatolitos

En primer lugar, este estudio arroja luz sobre lo que Browne (2011) bautizó como el “*sediment dilemma*”, o lo que es lo mismo, la contradicción entre los modelos creados a partir de estromatolitos marinos actuales (que otorgan gran importancia a la interacción del sedimento con los tapices microbianos) y las microestructuras observadas en la gran mayoría de los estromatolitos fósiles (que no suelen presentar sedimento atrapado en cantidades significativas). Bosak et al. (2013), de forma similar, señalan que uno de los principales retos del estudio de estromatolitos es “la discrepancia [*gap*] todavía considerable entre la observación y experimentación en tapices microbianos modernos y el registro geológico de los estromatolitos” (p. 157). Las implicaciones del presente estudio respecto a este “dilema” son:

- La necesidad de diferenciar claramente entre un estromatolito asociado lateralmente con partículas y un estromatolito formado por el atrapamiento de esas partículas. Esta diferencia, aparentemente obvia, puede resultar confusa (como en los casos ya señalados de Paul y Peryt, 2000; y Andrews y Trewin, 2014), sobre todo en situaciones en las que las láminas delgadas de estromatolitos no aglutinantes contengan

localmente partículas, como ocurre con los oolitos, peloides y granos de cuarzo que aparecen en los estromatolitos esqueléticos de la Fm Leza entre láminas sucesivas, entre columnas, entre abanicos de filamentos, o entre los propios filamentos (Fig. 5.2, y Fig. 8 del capítulo). La comparación entre las dos variedades estromatolíticas de la Fm Leza muestra claramente que este hecho (que es comúnmente descrito en ejemplos fósiles, p.ej. Hudson, 1970; Bertrand-Sarfati, 1976; Rasmussen et al., 1993; Freytet, 2000) es debido a la inclusión esporádica de granos, por medios físicos y sin implicación directa de los tapices microbianos, en las irregularidades y depresiones de las superficies del estromatolito, que pueden estar ya relativamente litificadas, y no debe ser confundido con el atrapamiento o aglutinación de granos en sentido estricto, pues los dos procesos tienen implicaciones muy diferentes en la interpretación de mecanismos de acreción.

- La escasez de ejemplos de estromatolitos aglutinantes en el extenso registro fósil de los estromatolitos¹⁶. La representatividad general de los estromatolitos marinos actuales de Bahamas y Shark Bay fue puesta ya en entredicho prácticamente desde el propio descubrimiento de éstos (véase Monty, 1973), pero este estudio (junto con el presentado en el siguiente capítulo de esta memoria) contiene la primera revisión exhaustiva de los ejemplos fósiles descritos hasta la actualidad de estromatolitos aglutinantes formados por atrapamiento de oolitos, análogos de los ejemplos actuales¹⁷. Pese a que esta escasez de ejemplos fósiles era conocida (p.ej. Monty, 1973; Awramik y Riding, 1988; Riding et al., 1991b) las razones que la explican no están todavía estudiadas en profundidad (de ahí el “dilema” de Browne, 2011). Awramik y Riding (1988) propusieron que el predominio de estromatolitos aglutinantes en el registro reciente podría ser debido a la asociación, dentro de los tapices microbianos, de bacterias con otros organismos productores de abundante EPS, como las diatomeas, que no habrían existido a lo largo de la mayoría de la historia geológica de los estromatolitos. Riding (2011a) plantea, de forma similar, que los estromatolitos aglutinantes podrían ser especialmente abundantes en depósitos Cenozoicos por la baja saturación en carbonato de calcio del agua marina durante este periodo y por la incorporación relativamente reciente de diatomeas y otros microorganismos de crecimiento rápido a los tapices microbianos. Sin embargo, los ejemplos de estromatolitos aglutinantes oolíticos recopilados en este trabajo parecen contradecir las propuestas de Awramik y Riding (1988) y Riding (2011a), pues muestran que estos estromatolitos aparecen tanto en depósitos Cenozoicos como Mesozoicos, y que en ninguno de los ejemplos parece haber registro fósil de presencia significativa de diatomeas. Sin embargo, la recopilación de ejemplos de estromatolitos aglutinantes muestra un patrón relevante en el hecho de que todos los ejemplos encontrados se formaron en ambientes marinos someros con influencia de corrientes mareales.

Este hecho ha propiciado que en el presente estudio se proponga una nueva explicación para la escasez de ejemplos fósiles análogos a los actuales de Bahamas y Shark Bay. Esta propuesta se basa en dos aspectos obviamente necesarios para el desarrollo de un estromatolito aglutinante: a) la disponibilidad de granos para ser atrapados (que debe estar proporcionada por un medio con corrientes cíclicas y con velocidad relativamente alta, en función de las dimensiones del estromatolito), y b) la presencia de tapices microbianos aptos para atraparlos (causada, en general, por una ausencia de calcificación temprana en el

16.- Este capítulo hace referencia únicamente a los estromatolitos aglutinantes oolíticos, pues se trata del caso observado en la Fm Leza y de los populares ejemplos marinos actuales, compuestos por atrapamiento fundamentalmente de oolitos y otras partículas carbonáticas. Sin embargo, merece la pena señalar que también existen estromatolitos aglutinantes formados por atrapamiento de partículas siliciclásticas, comúnmente denominados “*siliciclastic stromatolites*” (*sensu* Martín et al., 1993). La revisión de este tipo de estromatolitos excede los objetivos de este capítulo, pero un repaso preliminar por la presencia de éstos en la literatura científica indica que su registro fósil es tan escaso como el de los estromatolitos aglutinantes oolíticos. Tras el primer descubrimiento de ejemplos fósiles (Davis, 1968), y de posibles análogos actuales (Gunatilaka, 1975; Schwarz et al., 1975), son pocos los ejemplos descritos hasta ahora en el registro geológico (Garlick, 1988; Harwood, 1990; Martín et al., 1993; Bertrand-Sarfati, 1994; Soudry y Weissbrod, 1995; Braga y Martín, 2000; Draganits y Noffke, 2004). Todos ellos parecen haber sido formados en ambientes marinos someros, y muchos están asociados a zonas con influencia mareal.

17.- Pese a que desde el descubrimiento de los estromatolitos de Bahamas (Black, 1933) y Shark Bay (Logan, 1961) ha habido mucho interés en encontrar análogos fósiles con estructuras microscópicas y/o macroscópicas similares, no fue hasta los años '90 que se describió en detalle el primer ejemplo fósil de estromatolitos aglutinantes oolíticos (Riding et al., 1991b), y ha sido en los últimos diez años (Fig. 5.3) cuando se han descubierto más ejemplos. Esta evolución hace muy posible que el conocimiento sobre esta variedad de estromatolitos, popular pero poco común, pueda sufrir un aumento importante en los próximos años.

tapiz, hecho que puede ser debido a las características bióticas del propio tapiz, a la composición química de las aguas, o ambos factores). Además de estas razones, sería necesario también, como ha ocurrido con los estromatolitos marinos durante todo el Fanerozoico, algún factor que limite la diversidad de metazoos (como las salinidades anómalas o variables, o las corrientes fuertes o continuas). De esta forma, la respuesta que se ofrece en este capítulo al “dilema del sedimento” es que los estromatolitos aglutinantes oolíticos son escasos en la larga historia geológica de los estromatolitos porque su desarrollo requiere unas condiciones ambientales y bióticas muy concretas. Estas condiciones parecen haber sido preferentemente alcanzadas, al menos en los últimos 250 millones de años, en medios mareales.

5.3.2.2 - La relación entre ambiente y microfábrica estromatolítica

En segundo lugar, el enfoque paleoecológico del artículo incluido en este capítulo tiene implicaciones para el conocimiento de la interacción entre factores ambientales y factores bióticos para dar lugar a diferentes mecanismos de acreción de estromatolitos y a las microestructuras que éstos generan. Para Dupraz et al. (2009) esta interacción de factores constituye uno de los aspectos fundamentales del estudio de las microbialitas, porque “el delicado equilibrio de la combinación de procesos microbianos y procesos fisicoquímicos, que es diferente en ambientes diferentes, es en última instancia el responsable de la formación y desarrollo de una microbialita” (p. 157), lo que les lleva a concluir que en la investigación de carbonatos microbianos “el mayor reto pendiente es la traducción de todos estos procesos [microbianos y fisicoquímicos] y productos [microbialitas actuales] al registro fósil, especialmente a través del filtro de la diagénesis” (p. 158). Por lo tanto, este capítulo presenta un ejemplo fósil excepcionalmente preservado que demuestra cómo diferentes medios sedimentarios generan diferentes equilibrios entre microbios y ambiente, que a su vez implican diferentes mecanismos de acreción de estromatolitos, caracterizados en el registro fósil como diferentes microfábricas.

Esta correlación entre microfábrica estromatolítica y condiciones ambientales es uno de los principales aportes novedosos de este estudio. El trabajo de Black (1933) en Bahamas, que prácticamente inauguró la investigación moderna sobre estromatolitos, presentaba una correlación similar entre diferentes subambientes de un mismo sistema deposicional y distintas microestructuras estromatolíticas (ver apartado 5.2.1), pero desde entonces las clasificaciones ambientales de estromatolitos han estado generalmente basadas en la morfología macroscópica de éstos (p.ej. Logan et al., 1964; Hofmann, 1973; Braga et al., 1995; Andres y Reid, 2006; Murphy y Sumner, 2008; Andrews y Trewin, 2014). Por el contrario, los estromatolitos de la Fm Leza descritos en este capítulo presentan macroestructuras similares, generalmente dómicas, mientras que su diferencia fundamental se observa a escala microscópica (Fig. 5.1) y, por lo tanto, es el estudio petrográfico de las microfábricas el que proporciona la clave para la interpretación paleoambiental de los estromatolitos. Este hecho advierte en contra de los estudios de estromatolitos basados únicamente en la morfología externa (p.ej. Andrews y Trewin, 2014). Además, supone un avance importante en el conocimiento del origen y significado de las texturas microscópicas de los estromatolitos, un conocimiento todavía incompleto, como señala Riding (2011b) a modo de conclusión de su revisión del último siglo de investigación: “la documentación [de microfábricas] necesita ser ampliamente desarrollada, los criterios de texturas [para diferenciar y clasificar estromatolitos] requieren una revisión detallada, y muchos aspectos de las influencias bióticas y abióticas sobre la precipitación mineral en estromatolitos deben ser todavía aclarados” (p. 62). A su vez, Bosak et al. (2013) apuntan que la investigación futura sobre estromatolitos debe ir en una línea parecida, insistiendo en que “los tapices microbianos (...) han registrado el pasado de nuestro planeta en las formas, texturas y distribución de los estromatolitos”, por lo que reclaman que “los modelos sobre estromatolitos se centren en el medio físico, la composición del agua marina y las condiciones de oxidación-reducción” (Bosak et al., 2013, p. 38).

Por lo tanto, las implicaciones de la investigación presentada en este capítulo van más allá del marco geográfico y temporal en el que se encuadran, pues ésta presenta uno de los pocos ejemplos fósiles bien preservados y documentados en los que se pueden poner a prueba algunos de los últimos retos y propuestas

de la investigación de estromatolitos, siendo así un puente entre el registro fósil y lo observado en ejemplos actuales, además de un posible modelo a seguir a la hora de interpretar la influencia de factores ambientales en el desarrollo microscópico y la litificación de las microbialitas.

5.4 - CONCLUSIONES PARCIALES DEL CAPÍTULO

- La Fm Leza contiene dos variedades fundamentales de estromatolitos: estromatolitos aglutinantes y estromatolitos esqueléticos. Ambas variedades aparecen asociadas a facies clásticas carbonáticas con abundancia de oolitos, pero existen diferencias importantes entre estas facies, así como entre los estromatolitos asociados a ellas.

- Los estromatolitos aglutinantes aparecen únicamente en el sector oriental de la Fm Leza, asociados a facies oolíticas con evidencias que sugieren influencia mareal. Las microestructuras de los estromatolitos aglutinantes indican que éstos se formaron fundamentalmente por la acreción de tapices microbianos que atraparon abundantes oolitos y otras partículas carbonáticas presentes en el medio.

- Por otro lado, los estromatolitos esqueléticos aparecen únicamente en el sector occidental de la Fm Leza, asociados a facies con influencia siliciclástica y sin evidencias de influencia marina o mareal significativa en su sedimentación. Las microestructuras de los estromatolitos esqueléticos indican que los tapices microbianos de éstos no atraparon granos de forma abundante, sino que se formaron fundamentalmente por la calcificación temprana de los microbios filamentosos (probablemente cianobacterias) que dominaban en los tapices microbianos.

- Se ha realizado una revisión bibliográfica exhaustiva sobre el registro geológico de los estromatolitos aglutinantes carbonáticos, formados fundamentalmente por el atrapamiento y fijación de oolitos y otras partículas carbonáticas. Aparte de los populares ejemplos actuales de Bahamas y Shark Bay, este tipo de estromatolitos son muy poco abundantes en el registro fósil, estando la mayoría de los ejemplos encontrados asociados a facies marinas someras con evidencias de influencia mareal.

- La comparación de las características de los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza con los otros ejemplos consultados a partir de la bibliografía indica que las principales condiciones que favorecen el desarrollo de estromatolitos aglutinantes son: 1) movilización continua y cíclica del sedimento, facilitando que haya abundantes partículas disponibles para ser atrapadas por los tapices microbianos; 2) condiciones hidroquímicas (fundamentalmente saturación en CaCO_3 relativamente baja) adecuadas para que los tapices microbianos no presenten una precipitación de carbonato temprana muy desarrollada, manteniendo abundante EPS mucoso al que puedan adherirse las partículas; y 3) factores que limiten la abundancia de metazoos, como una continua movilización del sustrato o una salinidad anómala y/o altamente variable.

- Cualquier medio con abundantes oolitos y otras partículas carbonáticas en el que se den estas tres condiciones puede ser adecuado para el desarrollo de estromatolitos formados fundamentalmente por el atrapamiento y fijación de las partículas presentes en el medio. Sin embargo, el hecho de que estas condiciones sean especialmente comunes en medios mareales puede explicar por qué los estromatolitos aglutinantes carbonáticos parecen estar prácticamente restringidos a medios marinos someros con influencia mareal tanto en la actualidad como en el registro sedimentario.

- Por tanto, el estudio comparativo detallado de las dos variedades principales de estromatolitos de la Fm Leza, junto con el estudio sedimentológico de las facies en las que aparecen, aporta nuevos datos sobre la influencia de los factores ambientales en el desarrollo de las microestructuras que caracterizan cada variedad de estromatolito. En concreto, este estudio tiene implicaciones relevantes respecto a las microestructuras formadas por procesos de atrapamiento y fijación de granos. Aunque estos procesos son ampliamente difundidos como fundamentales en el origen y desarrollo de estromatolitos, las microestructuras claramente formadas por ellos son relativamente poco comunes en los 3500 millones de años de registro geológico de los estromatolitos.

Do stromatolites need tides to trap ooids? Insights from a Cretaceous system of coastal-wetlands.

PABLO SUAREZ-GONZALEZ^{1,2}, I. EMMA QUIJADA^{1,2}, M. ISABEL BENITO^{1,2}, RAMÓN MAS^{1,2}

¹ Departamento de Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid, C/ José Antonio Novais 12, 28040 Madrid, Spain.

² Instituto de Geociencias IGEO (CSIC, UCM), C/ José Antonio Novais 12, 28040 Madrid, Spain.

E-mail address: pablosuarez@geo.ucm.es

ABSTRACT

Stromatolites associated with ooids are often described in the literature, both in marine and continental environments. However, lateral relationship between them does not necessarily entail that ooids are trapped within the stromatolites. For example, present-day stromatolites that trap ooids (agglutinated oolitic stromatolites) are only found in tidal environments of Bahamas and Shark Bay, whereas non-agglutinated stromatolites laterally related with oolitic facies are common in different modern and fossil environments. The Leza Fm carbonates (Camereros Basin, N Spain), were formed in a system of coastal-wetlands during Barremian-Aptian times (Early Cretaceous), and they offer an opportunity to elucidate the role of tides in ooid-trapping processes, because they contain examples of both agglutinated and non-agglutinated stromatolites associated with oolitic facies. Agglutinated stromatolites are found in tide-influenced oolitic facies from the eastern Leza Fm, and they show very scarce calcified microbial filaments. Non-agglutinated stromatolites are found in freshwater-dominated oolitic facies from the western Leza Fm, and these stromatolites contain calcified filamentous microfabrics (i.e. skeletal stromatolites) without significant ooids trapped in them. The textural and sedimentological differences between both stromatolites suggest that water chemistry and hydrodynamics were different during their formation. Carbonate saturation state of the water might have been low enough to prevent intense microbial calcification of the tide-influenced stromatolites, developing soft microbial mats; moreover, the cyclic hydrodynamic changes of tides allowed periodic supply of grains to be trapped by the soft mats. In contrast, the higher carbonate saturation of meteoric waters, which passed through and dissolved the Jurassic carbonate substrate of the basin, probably led to the stronger mat calcification of skeletal stromatolites from the western Leza Fm, without tidal influence, which, together with the lower hydrodynamic changes of the environment, prevented ooids from being trapped within these stromatolites. The Leza Fm example is, therefore, a step forward to understand the processes involved in the development of stromatolites in tidal oolitic depositional environments. Moreover, this study, together with a review of the literature, suggests that conditions for ooid-trapping by stromatolites may be preferentially achieved in tidal environments.

Keywords: Tidal carbonates, coastal-wetlands, oolitic stromatolites, calcified cyanobacteria, trapping and binding, stromatolite accretion.

1. INTRODUCTION

Stromatolites are laminated organosedimentary benthic structures formed by the interaction of microbial metabolism, mineral precipitation, and external sediment (Riding, 1999; Tewari & Seckbach, 2011). However, the role of external sediment in stromatolite accretion is a controversial issue (Logan et al., 1962; Monty, 1977; Awramik & Riding, 1988; Fairchild, 1991; Ehrlich, 1998; Altermann, 2008; Browne, 2011).

The Leza Formation, a Lower Cretaceous carbonate unit from the Cameros Basin (Northern Spain) interpreted to be deposited in a system of coastal-wetlands (Suarez-Gonzalez et al., 2013; 2015), contains two

different stromatolite types, both occurring in oolitic facies. One type of stromatolites occurs in tide-influenced facies and shows abundant ooids trapped in its laminae. The other type occurs in facies with no signs of tidal influence and its laminae are dominated by calcified filaments without significant ooids trapped in them.

Stromatolites and oolites are facies that commonly occur together both in marine and continental environments of the sedimentary record (e.g., Kalkowsky, 1908; Peryt, 1975; Horodyski, 1976; Surdam & Wray, 1976; Buck, 1980; Grotzinger, 1989; Riding et al., 1991b; Smith & Mason, 1991; Camoin et al., 1997; Chow & George, 2004; Matyszkiewicz et al., 2006; Bourillot, 2009; Arenas & Pomar, 2010; Rodríguez-Martínez

et al., 2012; Mercedes-Martín et al., 2013; Seard et al., 2013; Woods, 2013), as well as in present-day continental (e.g., Halley, 1976) and marine environments (e.g., Black, 1933; Logan, 1961; Dravis, 1983; Reid & Browne, 1991; Feldmann & McKenzie, 1998; Reid et al., 2003). But in most of these examples ooids are not incorporated into the stromatolite laminae. Only a few shallow marine stromatolites, showing tidal influence, are predominantly formed by trapping and binding of the surrounding ooids (e.g., Logan, 1961; Dravis, 1983; Riding et al., 1991b; Matyszkiewicz et al., 2006; Bourillot, 2009; Arenas & Pomar, 2010; Mercedes-Martín et al., 2013; Woods, 2013).

This study of the Leza Fm stromatolites and their depositional environments, together with a detailed bibliographical analysis, aims to elucidate the influence that tides might have on the processes that control ooid-trapping by stromatolites.

2. GEOLOGICAL SETTING

The Cameros Basin, located in northern Spain, is the northwesternmost basin of the Mesozoic Iberian Rift System (Fig. 1A). It was formed over a Triassic-Jurassic substrate from Late Jurassic to Early Cretaceous times (Fig. 2), and was inverted during the Cenozoic Alpine Orogeny (Mas et al., 1993; Guimerà et al., 1995). The sedimentary infill of the basin has a vertical thickness of up to 6000 m and is composed of continental and transtional sediments with episodes of clear marine influence (Guiraud & Seguret, 1985; Mas et al., 1993; Quijada et al., 2010; 2013a; 2013b; this volume; Suarez-Gonzalez et al., 2010; 2012; 2013).

The sedimentary record of the Cameros Basin has been divided in eight depositional sequences (Fig. 2). The Leza Fm crops out along the northern margin of the basin and it belongs to the seventh depositional sequence (DS7), late Barremian – early Aptian in age (Figs. 1B, 2). The sedimentary record of DS7 (Fig. 1B) is composed of siliciclastic fluvial facies of the Urbión Group in the SW, which change gradually to the NE to mixed siliciclastic-carbonate

fluvio-lacustrine facies of the Enciso Group (Mas et al., 2002; 2011) (Figs. 1B, 2). In the northernmost area of the basin a series of faults on the Jurassic limestone substrate controlled the sedimentation during DS7, creating small depressions where two different units were deposited: the siliciclastic Jubera Fm and the carbonate Leza Fm (Alonso & Mas, 1993; Suarez-Gonzalez et al., 2011; 2013) (Figs. 1B, 2, 3, 4). The Jubera Fm is interpreted as alluvial-fans deposits related to the erosion of the faulted Jurassic substrate (Alonso & Mas, 1993; Mas et al., 2002, 2011). The Leza Fm overlies and changes laterally to the Jubera Fm (Figs. 1B, 2) and it is interpreted as deposited in a system of coastal-wetlands with influence of both freshwater and seawater during its sedimentation, as shown by the presence of continental fossils (charophytes, terrestrial vertebrates) and marine fossils (dasyclad algae, miliolid foraminifera) (Suarez-Gonzalez et al., 2010; 2012; 2013). The Leza Fm changes laterally to the SW to the fluvio-lacustrine deposits of the Enciso Gr (Figs. 1B, 2; Suarez-Gonzalez et al., 2013). The fossil content, the sedimentary evolution, and the stratigraphic architecture of the Leza Fm, as well as correlations with other units, have allowed dating it as early Aptian (Suarez-Gonzalez, et al., 2013). The early Aptian was a period of rising global sea-level (Mutterlose, 1998; Huang et al., 2010). This trend is also apparent in the sedimentary basins adjacent to the Cameros Basin (Fig. 1C), the Basque-Cantabrian Basin to the NW (e.g., García-Mondéjar, 1990; García Garmilla, 1990; Rosales, 1999) and the Iberian Basin to the SE (e.g., Salas et al., 2001; Peropadre et al., 2007; Bover-Arnal et al., 2010; Navarrete et al., 2013), in which, marine and transtional sedimentary environments predominated during Barremian-Aptian times, including abundant tidal deposits. The early Aptian transgression allowed marine influence to reach the northern Cameros Basin during this period (Fig. 1C; Suarez-Gonzalez et al., 2013).

The Leza Fm is, therefore, a tectonically and eustatically controlled unit mainly formed by limestones and dolomites, but

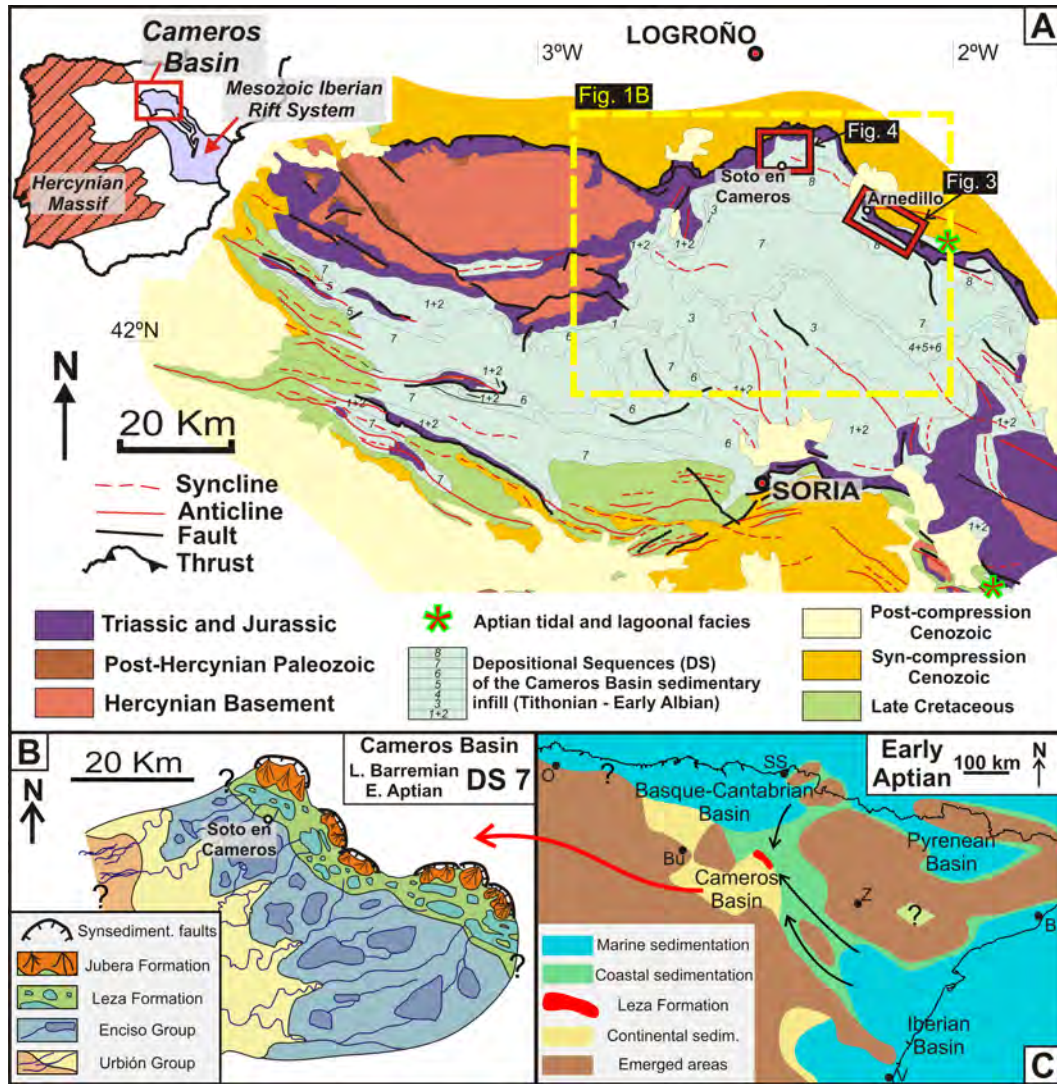


Fig.1: (A) Geological map of the Cameros Basin, showing its location on the Iberian Peninsula and in the Mesozoic Iberian Rift System (upper left). Yellow dashed square shows approximate location of Fig. 1B. Red squares show approximate situation of the geological maps of Figs. 3 and 4. Modified after Mas et al., 2002; (B) Paleogeographic sketch of the E Cameros Basin during its Depositional Sequence (DS) 7 (Late Barremian – Early Aptian), modified after Mas et al., 2011. See Fig. 2 and text for explanation; (C) Paleogeographic reconstruction of NE Iberia for the middle-upper part of the Early Aptian. Black arrows mark probable transgressive seaways for this period. O: Oviedo, SS: San Sebastián, Bu: Burgos, Z: Zaragoza, B: Barcelona, V: Valencia. Modified after Suarez-Gonzalez et al. (2013).

containing some clastic intervals (Fig. 5). The tectonic control produced significant changes in thickness of the unit (Figs. 3, 4, 5; Suarez-Gonzalez et al., 2013), which ranges from less than 20 m to more than 270 m. Various facies and abundant microbial carbonates are found in the Leza Fm (Suarez-Gonzalez et al., 2010; 2013). Interesting differences in facies are observed between the eastern and western outcrops of the Leza Fm, especially regarding the stromatolite-bearing facies, which will be described in this work.

3. METHODOLOGY

This work is based on the detailed sedimentological analysis of the Leza Fm and the revision of literature concerning carbonate sedimentology, modern and ancient tidal environments, and stromatolite processes and fabrics. For the Leza Fm, geological mapping has been performed (Fig. 3, 4) using field observations, aerial photographs and satellite images. Twelve complete stratigraphic sections of the Leza Fm were measured along the eastern and

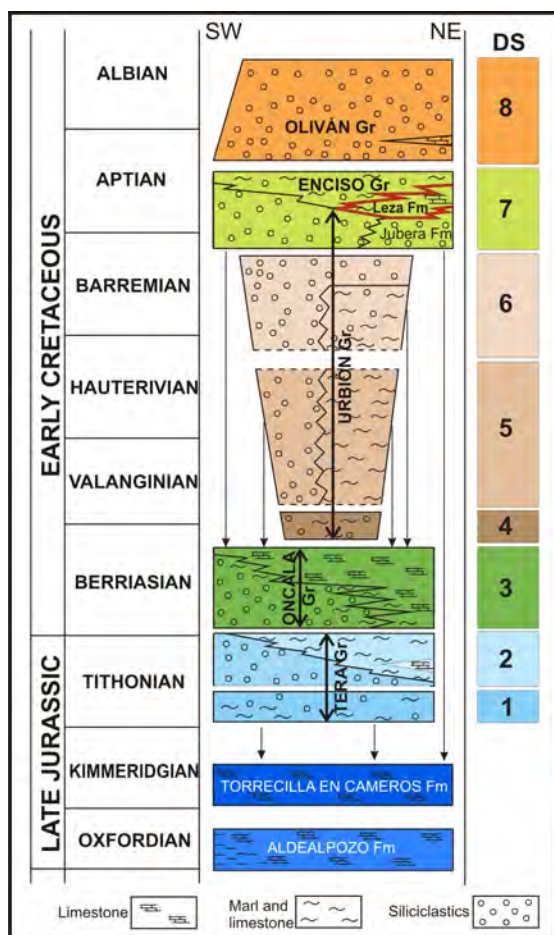


Fig. 2: Chronostratigraphic chart of the Cameros Basin, showing part of the Upper Jurassic substrate of the basin and the Tithonian-Albian sedimentary record, divided in 8 depositional sequences (DS). The Leza Fm (DS7) is outlined in red. Modified after Mas et al., 2011.

western sectors of the unit (Figs. 3, 4, 5). Nine sections contain stromatolite levels, six from the eastern sector and three from the western sector (Fig. 5). The most representative stratigraphic sections of the facies observed in each sector are shown in detail in Figure 6. All stratigraphic sections were measured at the decimetre scale, and observations were taken at the centimetre and even millimetre scale. 752 rock samples were collected throughout all the stratigraphic sections of the Leza Fm, including 42 samples of the stromatolitic levels, 29 from the eastern sector and 13 from the western sector. A polished and uncovered thin section (30 μ m thick) was prepared for each sample, in order to conduct petrographic analysis. Thin

sections were partially stained with Alizarin Red S and potassium ferricyanide (Dickson, 1966), for accurate distinction between calcite and dolomite. Nomenclature of depositional texture of carbonates (both at macroscopic and microscopic scale) follows the classification of carbonate rocks of Dunham (1962).

4. SEDIMENTOLOGY OF THE LEZA FM (TABLE 1)

Sedimentological analysis of the Leza Fm reveals many different facies that have been classified in five facies associations (Figs. 5, 6; Table 1; Suarez-Gonzalez et al., 2013). Here, a short description of the main features of each facies association is given, as well as their interpretation in terms of depositional systems, with emphasis on the stromatolite-bearing facies.

4.1 Clastic facies association

Description: The clastic facies association is observed in the lower and middle part of the measured sections of the Leza Fm and it is more abundant in the western sector of the unit than in the eastern sector (Fig. 5; Table 1). It includes conglomerates, sandstones and marls. Conglomerates are poorly sorted and are composed of medium to very coarse pebbles (Jurassic limestone lithoclasts, quartzite pebbles, carbonate intraclasts and oncoids) within a sandy and/or micritic matrix. Sandstones are coarse- to fine-grained and they typically show irregular bases, fining-upward trends and trough cross-bedding. They also contain abundant lithoclasts of Jurassic limestone. Fossils are rare: scattered fragments of charophytes, ostracods and gastropods.

Interpretation: This facies association is interpreted as deposited in an alluvial system whose main source area was the marine Jurassic limestones and sandstones that form the substrate of the Cameros Basin (Alonso & Mas, 1993; Suarez-Gonzalez et al., 2010; 2013).

4.2 Black limestones facies association

Description: The black limestones facies association includes the most abundant

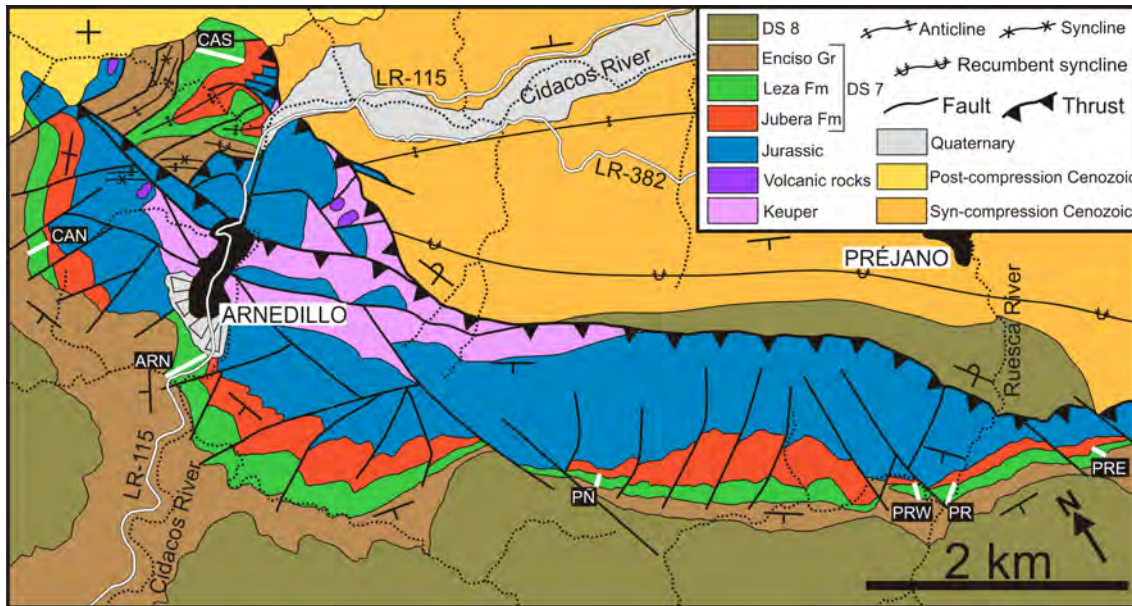


Fig. 3: Geological map of the eastern outcrops of the Leza Fm, which are located around the towns of Arnedillo and Préjano (La Rioja, Spain). White lines marked in the Leza Fm outcrops represent measured stratigraphic sections of Fig. 5. CAS: Castellar. CAN: Canteras. ARN: Arnedillo. PN: Peñalmonte. PRW: Préjano West. PR: Préjano. PRE: Préjano East. DS: Depositional sequence of the Cameros Basin (see Fig. 2).

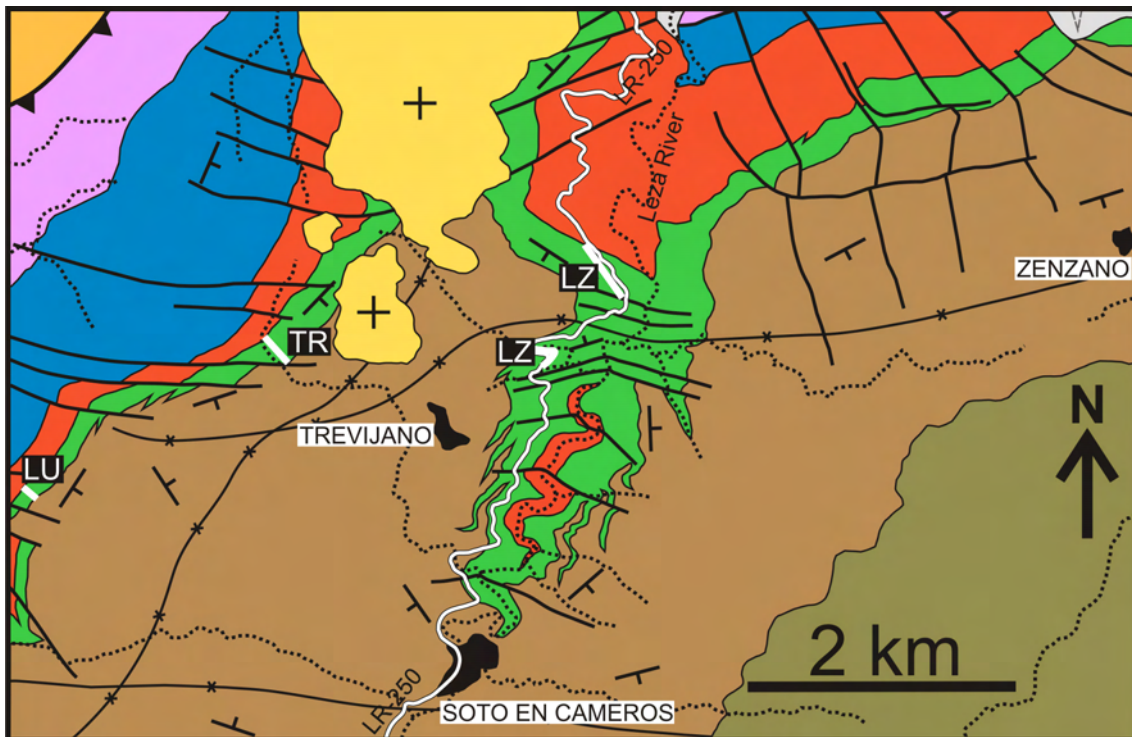


Fig. 4: Geological map of the westernmost outcrops of the Leza Fm, which are located around the towns of Trevijano, Soto en Cameros and Zenzano (La Rioja, Spain). See Fig. 3 for legend. White lines marked in the Leza Fm outcrops represent measured stratigraphic sections of Fig. 5. LU: Luezas. TR: Trevijano. LZ: Leza River.

and most characteristic facies association of the Leza Fm (Fig. 5; Table 1). It is typically arranged in thickening-upwards sequences, 1-4 m thick (Fig. 7), formed by black bioclastic limestones and marls. Limestone beds are 0.1-2 m thick and they generally show mudstone-wackestone textures at the lower part of the sequences, and wackestone-packstone, locally grainstone, textures at the upper part. The top surface of the sequences is marked by features such as mud cracks, bioturbation, root traces, nodular and mottled horizons, brecciated horizons, ferruginous surfaces and vertebrate footprints.

This facies association shows certain variability throughout the unit. Root traces, nodular, mottled and brecciated horizons are more common in the lower half of the unit than in the upper half. Black limestones of the western sector are typically sandy, containing abundant quartz grains, lithoclasts of Jurassic limestone, and carbonate intraclasts (Fig. 6A). In fact, sandy-oolitic grainstone levels are found at the top of some sequences from the upper part of western sections (Fig. 6A), where they are associated with stromatolites (termed “skeletal stromatolites”, *sensu* Riding, 1977, as described below). On the other hand, black limestones from the eastern sector limestones are only sandy at the lower half of the stratigraphic sections and they are not associated with stromatolites.

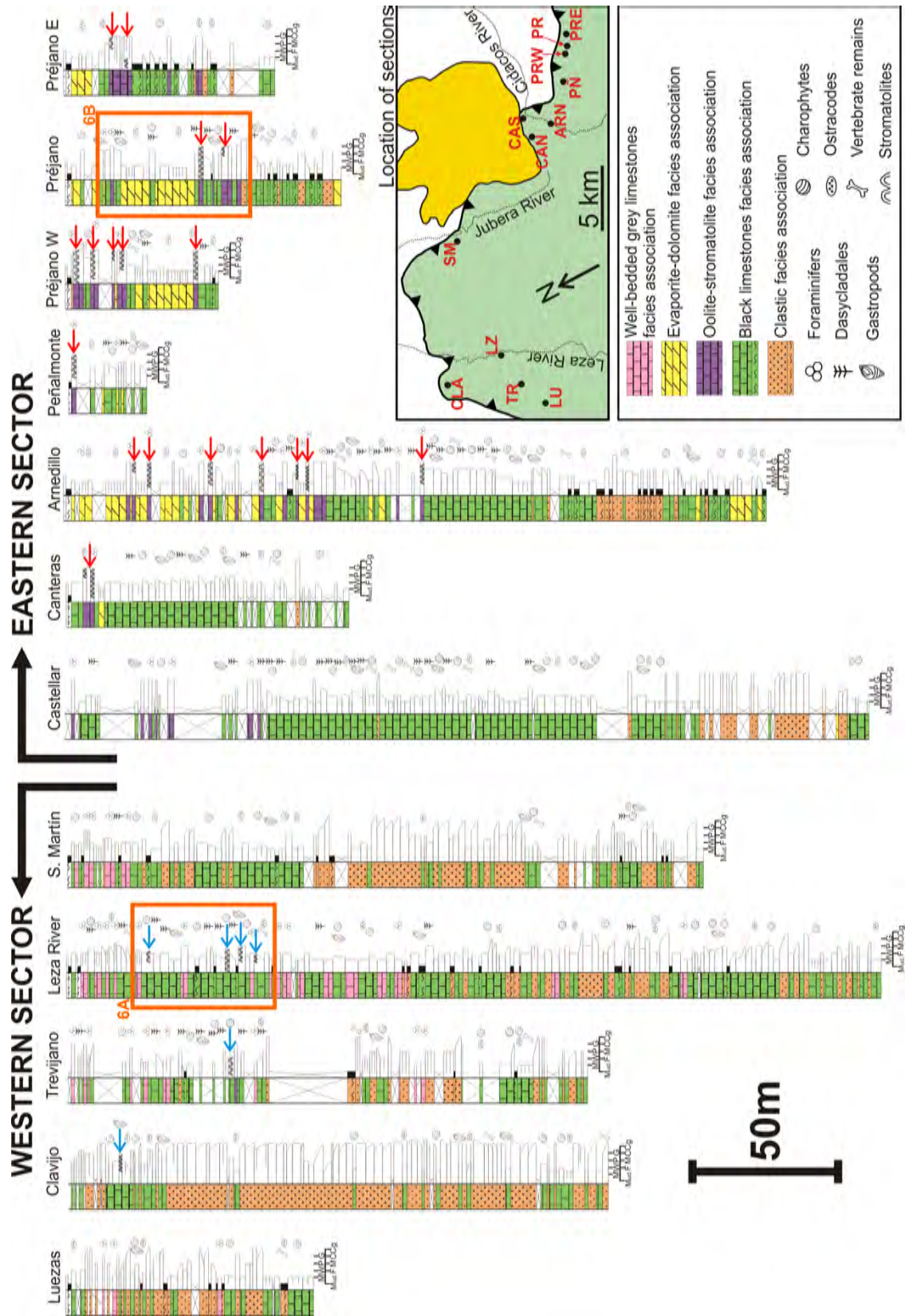
The fossil content of the black limestone facies association is ostracods, charophytes, gastropods and vertebrate remains. Dasycladales are found in sequences from the upper half of the unit, and they are especially abundant in outcrops of the eastern sector (Fig. 5). Charophytes and dasycladales can occur together but, typically, sequences show predominance of one over the other (Suarez-Gonzalez et al., 2012). The black limestones facies association contains

abundant microbial carbonates. Oncoid-rich facies occur throughout all sections, and are especially common in the western sector. They typically display irregular bases, packstone-grainstone textures, and cross-bedding, and they contain oncoids, bioclasts (ostracods, charophytes and gastropods), quartz grains, intraclasts and ooids. Skeletal stromatolites occur within this facies association only in the upper part of the western sections, typically in charophyte-rich sequences (Fig. 6A).

Stromatolite-bearing sequences are relatively thin (<2 m) and are topped by sandy-oolitic grainstone levels up to 50 cm thick (Figs. 6A, 6C, 8A, 8B, 8C). Stromatolites are found laterally related to the grainstone levels (Fig. 8A, 8B), and this interrelation is observed both at macroscopic scale (Figs. 8A, 8B) and at microscopic scale (Figs. 8D, 8E, 8F, 8G). The sandy-oolitic grainstones are poorly-sorted and do not generally show internal sedimentary structures (Figs. 8A, 8C), but locally horizontal bedding and small-scale cross-bedding have been observed. They are composed of quartz grains, ooids, lithoclasts of Jurassic limestone, oncoids, bioclasts (ostracods, charophytes and gastropods), and micritic intraclasts (Fig. 8C). Mean particle size is ~1 mm, except for the oncoids, which are typically much bigger, up to 3 cm in diameter. Ooids from this sandy-oolitic grainstone levels show nuclei of quartz grains, micritic particles (peloids and intraclasts), and less abundant bioclasts and fragments of Jurassic limestone. Cortices of the ooids are well developed, with typically more than 5 cortex laminae of radial-fibrous crystalline microfabric and micritic microfabric (Fig. 8C).

Interpretation: This facies association is interpreted as shallowing-upward sequences deposited in water-bodies that could have influence of freshwater and/or seawater since these sequences can contain

Fig. 5: Summarized stratigraphic sections of the Leza Fm showing only the most paleoecologically relevant fossils. Map of the N Cameros Basin on the right side shows location of the sections, using same abbreviations as in Figs. 3 and 4 (plus CLA: Clavijo. SM: San Martín). The two sectors of the Leza Fm are separated by an extensive outcrop of Tertiary conglomerates (in yellow). Blue arrows on the logs mark the location of skeletal stromatolite levels and red arrows mark the location of agglutinated stromatolite levels. Orange rectangles correspond to detailed sections of Fig. 6.



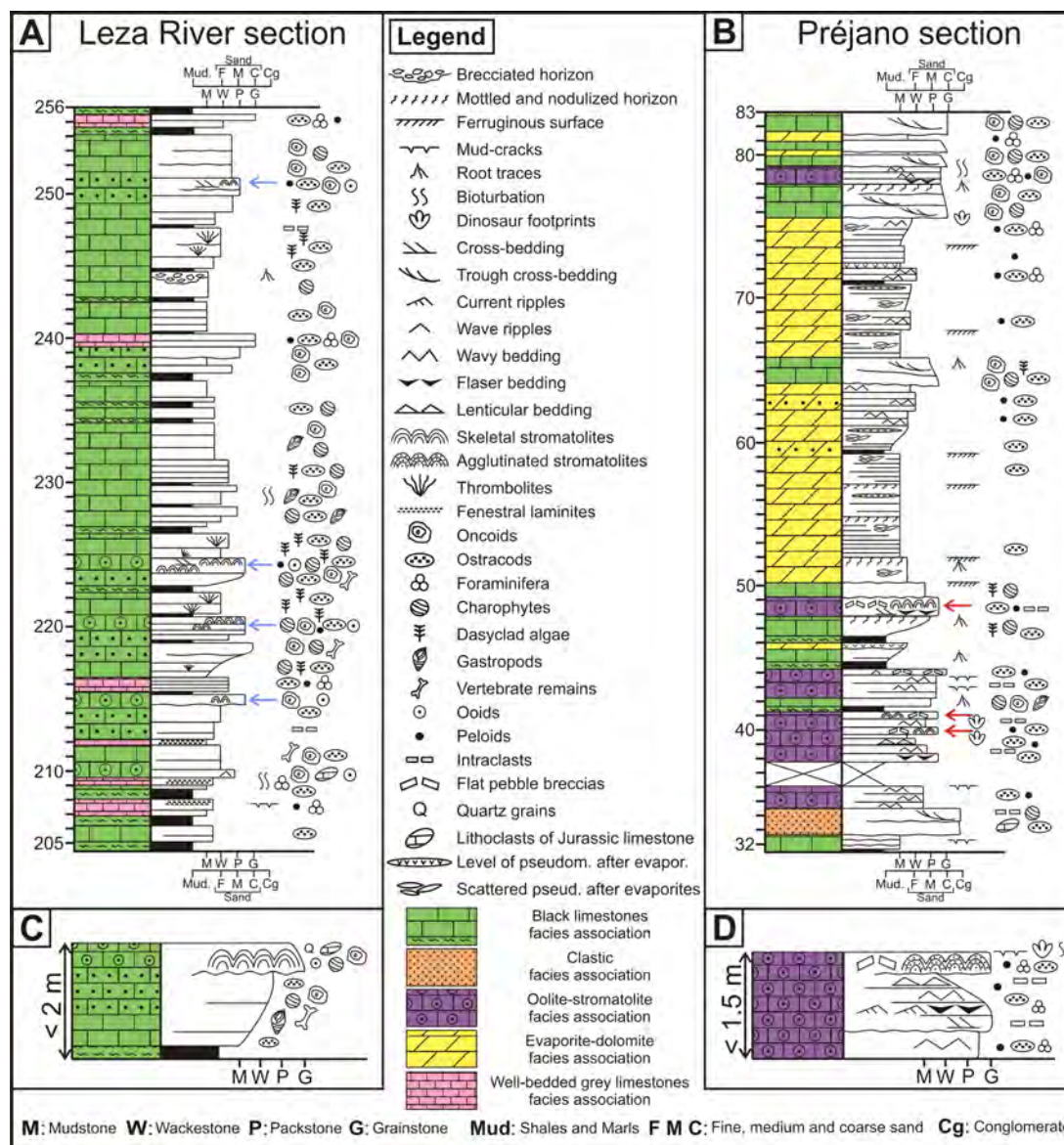


Fig. 6: Detailed logs of representative stratigraphic sections from both sectors (W and E) of the Leza Fm. Both logs have the same scale in meters: (A) Portion of the Leza River section that contains skeletal stromatolites (blue arrows); (B) Portion of the Préjano section that contains agglutinated stromatolites (red arrows); (C) Ideal sequence showing the main features of the stromatolite-bearing facies of the western sector of the Leza Fm; (D) Ideal sequence showing the main features of the stromatolite-bearing facies of the eastern sector of the Leza Fm.

either freshwater fossils, marine fossils or both (Suarez-Gonzalez et al., 2010; 2012; 2013). Areas between water-bodies were probably covered by vegetation, since the top of the sequences shows characteristic features of edaphic alteration (e.g., Platt & Wright, 1992; Freytet & Verrechia, 2002, Alonso-Zarza & Wright, 2010, and references therein). This system of water-bodies with variable salinities separated by broad vegetated areas can be classified as a coastal wetland (e.g., Wolanski et al.,

2009). The stromatolite-bearing sequences of this facies association only occur in the western sections (Fig. 6C), and do not typically include abundant marine fossils, but include charophytes and, therefore, were probably deposited in water-bodies dominated by freshwater. The sandy-oolitic grainstone levels that occur at the top of these sequences, associated with skeletal stromatolites (Figs. 8A, 8B, 8C, 8D), are interpreted as deposited at the marginal areas of the water-bodies, where ooids

<i>Facies Association</i>	<i>Distribution</i>	<i>Lithologies, components and sedimentary structures</i>	<i>Fossil content</i>	<i>Interpretation</i>
Clastic facies association	Eastern and Western sectors. Lower and middle part of sections.	Poorly sorted conglomerates, trough cross-bedded sandstones and marls. Jurassic lithoclasts, quartz, intraclasts and oncoids.	Oncoids. Rare fragments of charophytes, ostracods and gastropods.	Alluvial system with source area in the Jurassic substrate of the basin.
Black limestones facies association	Eastern and Western sectors. Throughout the sections.	Bioclastic limestones and marls. Common oncoids. Locally grainy with quartz grains, Jurassic lithoclasts, intraclasts, ooids and peloids (West). Mud-cracks, ferruginous, nodular, mottled and brecciated horizons.	Oncoids. Skeletal stromatolites (W). Thrombolites (W). Ostracods, charophytes, gastropods, vertebrate remains. Dasycladales (upper part of sections). Bioturbation, root traces, vertebrate footprints.	Coastal-wetlands formed by shallow water-bodies separated by vegetated areas. Influence of freshwater and seawater.
Oolite-Stromatolite facies association	Eastern sector. Middle and upper part of eastern sections.	Cross-bedded oolitic grainstones with carbonate mudstone creating flaser, wavy and lenticular bedding. Stromatolites and flat-pebble breccias. Ooids (mostly 'superficial ooids'), peloids, intraclasts and bioclasts.	Agglutinated stromatolites. Ostracods miliolid foraminifers. Bioturbation, vertebrate footprints.	Tide-influenced, shallow water-bodies, dominated by seawater, at the seaward-most area of coastal-wetlands.
Evaporite-Dolomite facies association	Eastern sector. Middle and upper part of eastern sections.	Thinly-bedded to laminated dolomites with carbonate and quartz pseudomorphs after sulphates. Locally silty and peloidal with wavy lamination. Mud-cracks, ferruginous and nodular horizons, and tepee structures.	Scattered ostracods and miliolid foraminifers.	Relatively restricted, shallow water-bodies dominated by seawater, with high salinity. Probable tidal influence.
Well-bedded grey limestones facies association	Western sector. Middle and upper part of western sections.	Thinly-bedded limestones. Peloids, bioclasts, fenestral porosity. Mud-cracks.	Ostracods and miliolid foraminifers. Rare charophytes and dasycladales. Vertebrate footprints.	Shallow, commonly desiccated, water-bodies dominated by seawater.

Table 1: Summary of the main features of the five facies association defined in the Leza Fm. Includes geographic and stratigraphic distribution, and sedimentological interpretation.



Fig. 7: Thickening-upward sequences of the black limestones facies association from the Leza River section.

were developed. The abundance of quartz grains and lithoclasts of Jurassic limestone suggests that these areas had a strong alluvial input, related to the erosion of the Jurassic substrate of the basin. The fact that sandy-oolitic grainstones occur between columns of the skeletal stromatolites (Fig. 8B) and interfingering with stromatolite laminae (Figs. 8E, 8F, 8G) shows that stromatolite accretion and sedimentation of the sandy-oolitic grainstones were coetaneous.

4.3 Oolite-stromatolite facies association

Description: This facies association is only observed in the eastern outcrops of the Leza Fm and it occurs at the middle and upper parts of the stratigraphic sections (Fig. 5, Table 1). It is typically arranged in sequences up to 1.5 m thick that are mostly formed by oolitic grainstones (Fig. 6D, 9). Stromatolites (termed “agglutinated stromatolites”, sensu Riding 1991a, as described below) occur at the top of the sequences, changing laterally and vertically to the oolitic grainstones (Fig. 9A, 10). Flat-pebble breccias, composed of micritic intraclasts and fragments of stromatolites, are also common at the top

of the sequences, laterally associated to the stromatolites (Fig. 9B). Some of the pebbles are observed within the stromatolite beds (Fig. 9B). The top surface of the sequences of the oolite-stromatolite facies association is marked by vertical bioturbation, mud-cracks and/or dinosaur footprints.

The oolitic grainstones are composed of ooids, peloids, micritic intraclasts and bioclasts (ostracods and benthic miliolid foraminifers, Fig. 9C); dasycladales and charophytes occur rarely and mostly as small fragments forming ooid nuclei. Mean particle size is ~500 µm. The ooids have nuclei typically made of peloids and intraclasts, and also quartz grains and bioclast fragments (Fig. 9D). Cortices of the ooids are generally poorly developed (“superficial ooids” sensu Carozzi, 1957), with a low number of cortex laminae of radial-fibrous crystalline microfabric, and less abundant micritic microfabric (Fig. 9D). Ostracods and foraminifers are abundant but show very low diversity (Fig. 9C). The oolitic grainstones show wave and current ripples and they contain intercalations of grey mudstone, which generate the characteristic sedimentary structures of this facies association (Figs. 6D, 9A, 11). Flaser bedding occurs in rippled grainstones where ripple trains are partially covered by mudstone flasers. Two different types of flaser bedding are observed: a) Cross-bedding with flasers (sensu Reineck & Wunderlich, 1968), when concave mudstone flasers are scattered in the rippled grainstone (Fig. 11A); b) Wavy flaser bedding (sensu Reineck & Wunderlich, 1968), when flasers are more abundant and linked to each other, being concave and thicker as they fill ripple troughs, and convex and thinner as they overlie ripple crests (Fig. 11B). Wavy bedding occurs in beds formed by alternation of thin (up to 2 cm thick) irregularly-shaped layers of rippled grainstone and layers of mudstone (Fig. 11C). Lenticular bedding occurs in mudstone levels, which contain small lenses (up to 6 cm long) of rippled grainstone, which are either disconnected or partially linked (Figs. 11D, 11E). This relationship between grainstone and mudstone can even be observed at

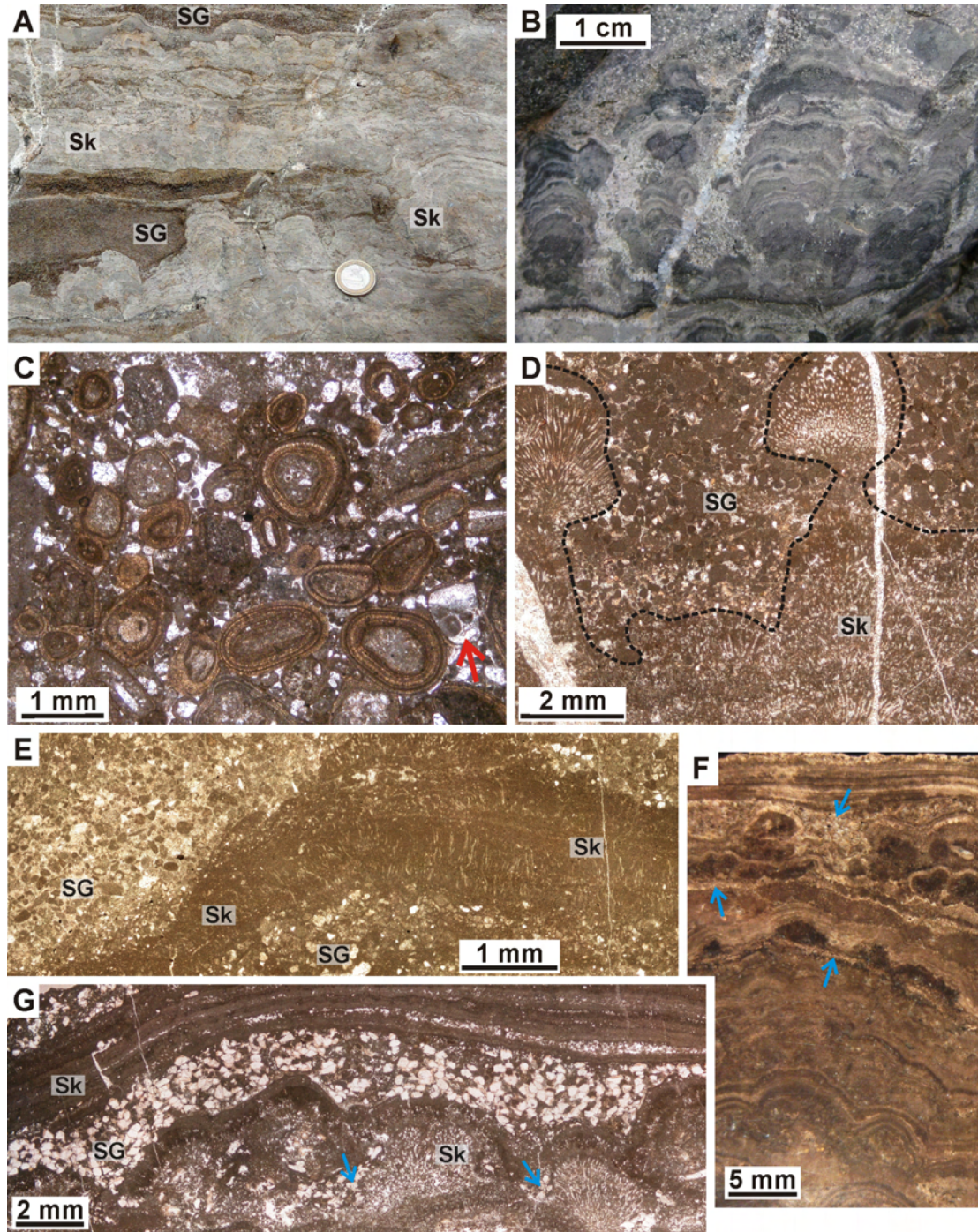


Fig. 8: Sandy-oolitic grainstone levels of the western sector black limestone facies association: (A) Domal and laterally continuous skeletal stromatolites (Sk) associated with sandy-oolitic grainstones (SG). Coin is 2.3 cm in diameter; (B) Small skeletal stromatolites with columnar shape within a sandy-oolitic grainstone level. Note how grains are deposited in between the stromatolite columns; (C) Photomicrograph of a sandy-oolitic grainstone mainly composed of ooids, micritic grains (peloids and intraclasts), quartz grains, and lithoclasts (fragments of Jurassic limestone, red arrow); (D) Photomicrograph of a skeletal stromatolite (Sk) topped by a sandy-oolitic grainstone level (SG). Dashed line marks the contact between both. Note how grains are not included in the stromatolite microfabrics; (E) Thin skeletal stromatolite intercalation (Sk) between two sandy-oolitic grainstone levels (SG); (F) Polished hand specimen of a skeletal stromatolite. Blue arrows point to thin laminae of sandy-oolitic grainstone that locally interrupt stromatolite accretion; (G) Photomicrograph of a thin laminae of sandy-oolitic grainstone (SG) interrupting accretion of a skeletal stromatolite (Sk) and filling the irregularities of the stromatolite surface. Blue arrows point to grains between individual filament fans.

millimetre-scale in cases where many foreset laminae of rippled grainstone are draped by very thin micritic laminae (Fig. 11F). These sedimentary structures typically show a fining-upwards gradation: the base is dominated by grainstone levels (up to 40 cm thick) with flaser bedding, grading upwards to wavy bedding and to mudstone-rich levels (up to 25 cm thick) with lenticular bedding (Figs. 6D, 9A, 11A).

Interpretation: The presence of flaser, wavy and lenticular bedding in this facies association implies periodical changes in water agitation during deposition. Moreover, vertical changes within single sequences point to progressive decrease in the water agitation as flaser bedding predominates in the lower part of the sequences and lenticular bedding predominates in the upper part. Breccias composed of mudstone pebbles at the top of the sequences (Figs. 6D, 9A, 11A), suggests desiccation and subsequent erosion of the already indurated top mud layer by

a return to agitated conditions (Demicco & Hardie, 1994). These continuous and cyclic changes in water agitation, as well as the sedimentary structures and sequences they produce, are typically found in tidal environments (Reineck & Singh, 1980; Demicco & Hardie, 1994), where the rippled grainy layers are deposited during agitated periods of flood or ebb tides, and the muddy layers are deposited during calm periods of slack waters (Reineck & Wunderlich, 1968). Other interpretations (McCave, 1970; Hawley, 1981) suggest that this heterolithic stratification of grainy and muddy layers is formed by processes of longer period than diurnal tides, such as storm cycles or neap-spring tides cycles (see Allen, 1984 and Demicco & Hardie, 1994 for discussion). However, the fact that in the Leza Fm the grainstone-mudstone alternation is found at different scales (Figs. 9A, 11) might mean that all these processes with different cyclicity (diurnal tides, monthly tidal cycles, storm cycles...)

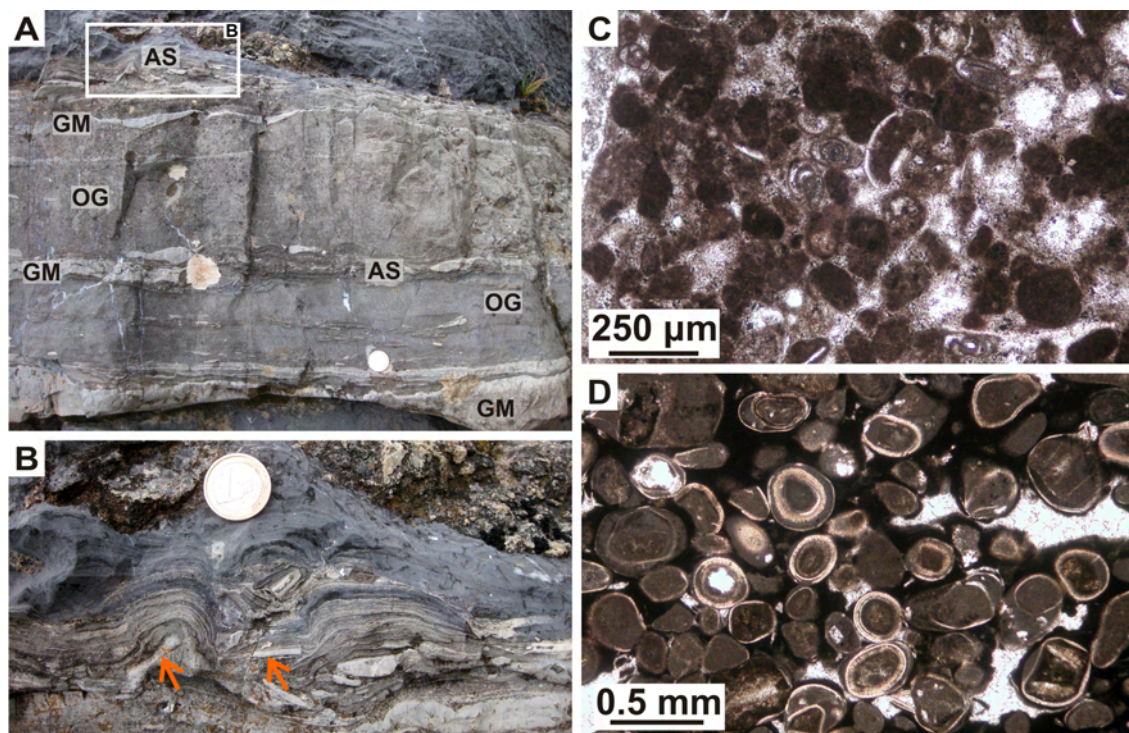


Fig. 9: Oolite-stromatolite facies association from the eastern sector of the Leza Fm: (A) Field photograph. AS = agglutinated stromatolite. GM = grey mudstones. OG = Oolitic grainstones. Coin is 2.3 cm wide; (B) Detail of A showing agglutinated stromatolites associated with flat-pebble breccia (orange arrows). Coin is 2.3 cm wide; (C) Photomicrograph of the oolite-stromatolite facies association showing its fossil content, which includes ostracods and benthic miliolid foraminifera; (D) Superficial ooids (sensu Carozzi, 1957) of the Leza Fm oolite-stromatolite facies association.

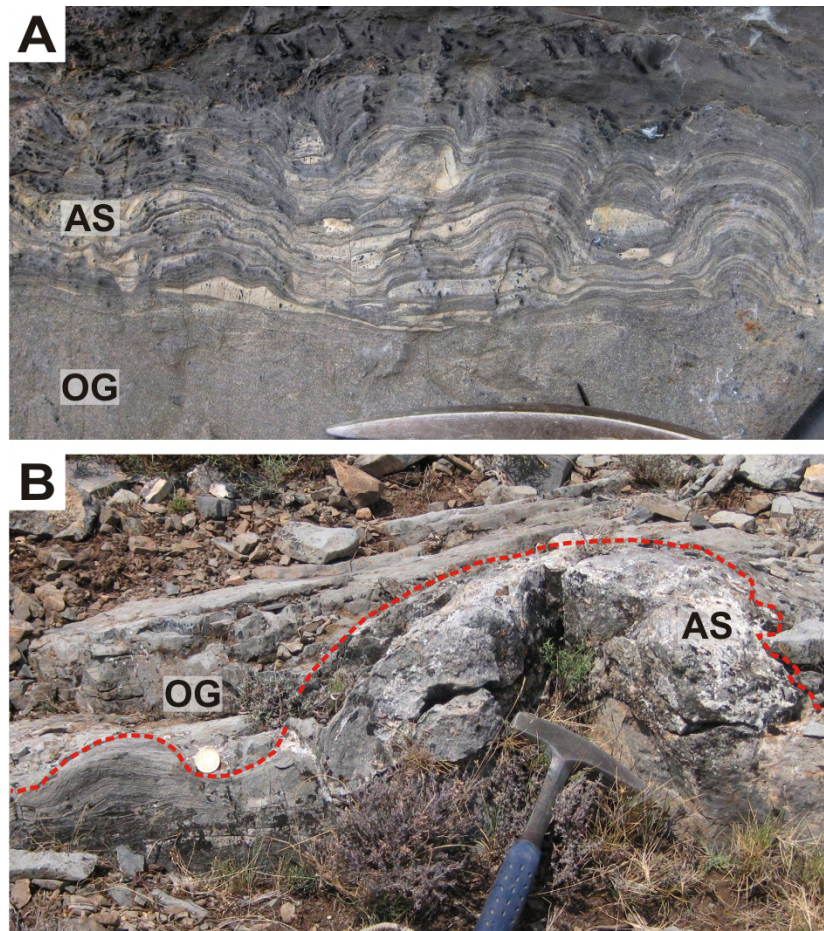


Fig. 10: Field photographs showing the relationship of the agglutinated stromatolites of the Leza Fm with the oolitic grainstones of the oolite-stromatolite facies association. OG: oolitic grainstones. AS: agglutinated stromatolites. Scale in (A) is the top of the rock-hammer in (B). Red line in (B) outlines stromatolite shape.

are recorded in the oolite-stromatolite facies association.

These sedimentary structures and sequences of the oolite-stromatolite facies association are found in many present-day and fossil examples of carbonate tidal environments (Hagan & Logan, 1977; Hardie & Ginsburg, 1977; Laporte, 1977; Zamarreño, 1977; Demicco, 1983; 1985; King & Chafetz, 1993; Arenas & Pomar, 2010; Lasemi, 2012). In addition, the fossil content of this facies association (ostracods and miliolid foraminifera, with very rare charophytes) points to a clear influence of marine waters, and the high abundance and very low diversity of these microfossils is a paleontological indicator of stressful environments (Brenchley & Harper, 1998). This biotic stress is commonly caused by anomalous salinity and/or rapid changes in

salinity. The fact that this facies association lacks significant freshwater biota but also lacks fossils indicative of water with normal marine salinity (e.g., echinoderms) suggests that mixture of both freshwater and seawater may have occurred in the sedimentary environment, providing the stressful salinity. Similarly, Hardie & Garrett (1977) noted that low diversity of marine biota in the Bahamian coastal-wetlands and tidal-flats was due to changes in salinity produced by mixture of marine water and meteoric water during the rainy season. In addition, the agglutinated stromatolites of this facies association of the Leza Fm locally contain pseudomorphs after sulphates (Suarez-Gonzalez et al., 2014), which suggests that salinity of the sedimentary environment of these facies was anomalous not only by mixture with

freshwater, but also by evaporation leading to hypersalinity, at least sporadically.

Due to these paleontological and sedimentological evidences, we interpret that the oolite-stromatolite facies association of the Leza Fm was deposited in a coastal area with tidal influence, under shallow to very shallow water conditions. Although the fossil content of this facies association suggests some influence of freshwater this is not incompatible with the presence of tidal currents. Tide-influenced water-bodies are common in the seaward area of present-day carbonate systems of coastal-wetlands, such as the tidal-flats and marshes of Bahamas (Black, 1933; Monty, 1972; Ginsburg et al., 1977; Hardie & Garrett, 1977), and the Florida Everglades (Gebelein, 1977; Platt & Wright, 1992). In addition, modern coastal settings with strong discharge of meteoric water commonly contain areas with brackish water and even freshwater that undergo periodic changes in water agitation due to tidal currents, such as the Bahamas (Hardie & Garrett, 1977), many estuaries and deltas (Dalrymple & Choi, 2007; Dashtgard et al., 2012), and Atlantic tidal freshwater wetlands (Whigham et al., 2009; and references therein).

4.4 Evaporite-dolomite facies association

Description: The evaporite-dolomite facies association is only observed in the eastern outcrops of the Leza Fm and it mainly occurs at the upper half of the stratigraphic sections (Fig. 5; Table 1). It is formed by thinly-bedded to laminated grey dolomites that display dense micritic or peloidal textures, locally including silt-sized quartz grains. Micritic and peloidal or silty laminae commonly alternate creating wavy lamination (Fig. 6B, 12). These dolomites contain very abundant euhedral pseudomorphs, which are currently composed of quartz, calcite and dolomite, but preserve the original lenticular and tabular morphology of evaporitic sulphates. Pseudomorphs are variable in size and they are either scattered in the dolomites or grouped in centimetre-scale laterally-continuous layers. They grow both displacing and replacing the

dolomitic matrix. Fossils are scarce in this facies association, only scattered ostracods and miliolid foraminifers are found. Ferruginous surfaces, nodular horizons, mud-cracks and rare tepee structures are observed at the top of some beds.

Interpretation: This facies association is interpreted as deposited in relatively restricted coastal water-bodies. The abundance of pseudomorphs after sulphates, and the scarcity and nature of the fossil content suggest that salinity of these water-bodies was typically high (Suarez-Gonzalez et al., 2010; 2013). The common presence of wavy lamination suggests continuous alternation of agitated and non-agitated moments in the water-bodies, as is typical of tide-influenced environments (Reineck & Singh, 1980; Demicco & Hardie, 1994).

4.5 Well-bedded grey limestones facies association

Description: The well-bedded grey limestones facies association has only been observed in western outcrops of the Leza Fm, at the middle and upper parts of the stratigraphic sections (Fig. 5, 6A). It is formed by 10-30 cm thick beds of grey limestones with common mud-cracks and/or vertebrate footprints at their top surfaces. The texture of limestones is either mudstone-wackestone of ostracods and miliolid foraminifers; rippled packstone-grainstone of peloids, ostracods and miliolid foraminifers; or fenestral laminites with micritic, clotted-peloidal and agglutinated microfabrics. Charophytes and dasycladales occur very rarely in this facies association.

Interpretation: This facies association is interpreted as deposited in very shallow, commonly desiccated, water-bodies dominated by seawater (Suarez-Gonzalez et al., 2013).

5. DESCRIPTION OF STROMATOLITES AND INTERPRETATION OF ACCRETION PROCESSES (Table 2)

5.1 Stromatolites of the eastern sector: Agglutinated stromatolites

5.1.1 Description

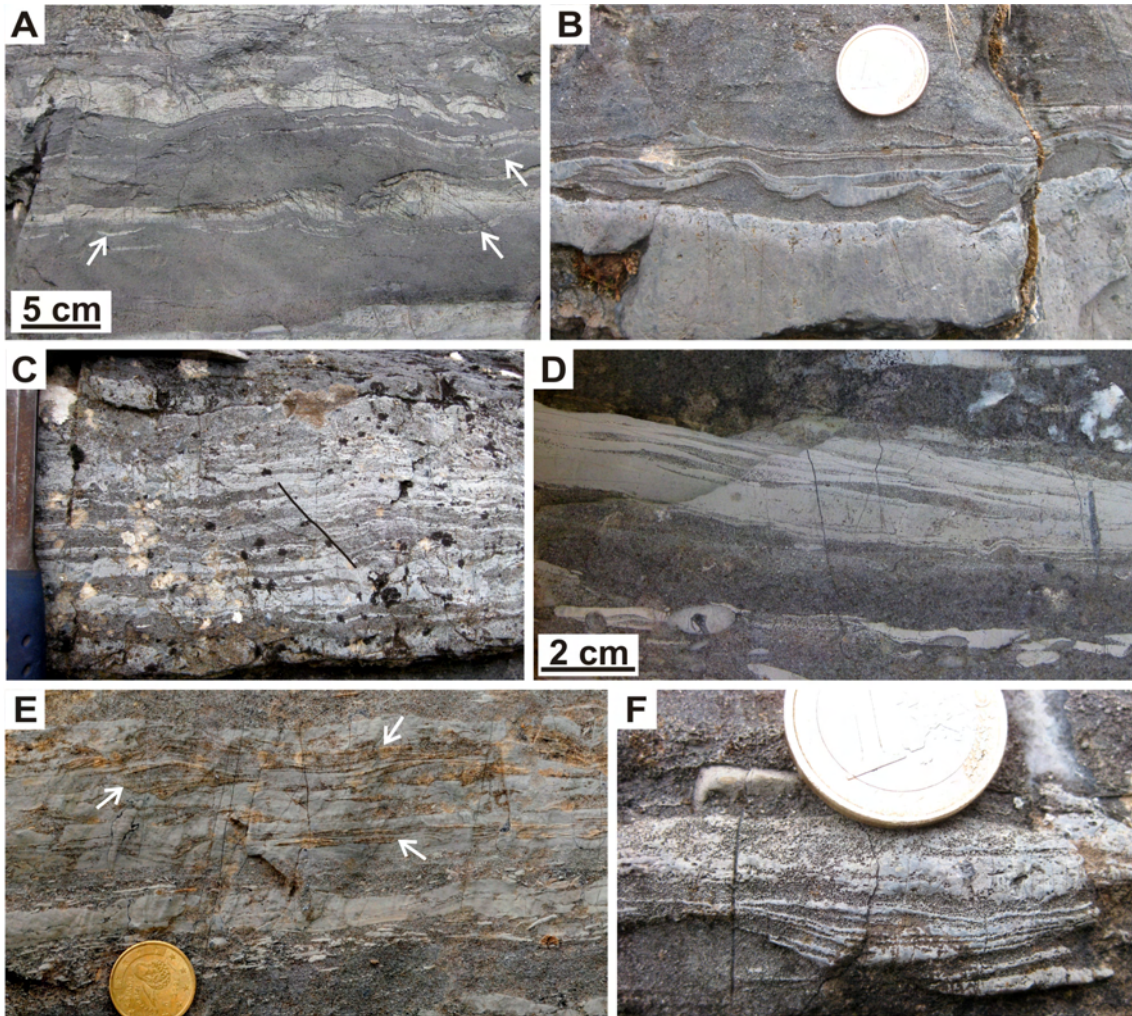


Fig. 11: Field photographs showing sedimentary structures of the oolite-stromatolite facies association. Oolitic grainstones are darker coloured and mudstones are lighter coloured: (A) Cross-bedding with flasers (white arrows) (sensu Reineck & Wunderlich, 1968); (B) Wavy flaser bedding (sensu Reineck & Wunderlich, 1968). Coin is 2.3 cm wide; (C) Wavy bedding. Small fracture (drawn in black) alters layer continuity; (D) Lenticular bedding; (E) Lenticular bedding (white arrows). Coin is 2.4 cm wide; (F) Thin mudstone layers draping foreset laminae of a grainstone ripple. Coin is 2.3 cm wide.

Macrostructure: The stromatolites observed in the oolite-stromatolite facies association from the eastern sector of the Leza Fm show morphologies that range from stratiform (Fig. 10A) to laterally-linked domes, which are up to 70 cm across and 40 cm high (Fig. 10B). Flanks of the domes have generally strong dipping angles reaching even 90° (Figs. 9B, 10A). Stromatolites are laterally continuous up to 100 m. They show distinct macroscopic lamination (Figs. 9B, 10A) formed by alternation of darker and lighter laminae with thicknesses ranging from 0.5 to 4 mm.

Microstructure: Stromatolites from the eastern sector of the Leza Fm are

mainly characterized by the abundance of medium- to coarse-grained carbonate particles (ooids, peloids and bioclasts) observed inside them under the microscope (Fig. 13A). Therefore, they can be classified as “agglutinated stromatolites” (sensu Riding 1991a) and also as “coarse-grained stromatolites” (sensu Awarmik and Riding, 1988). Laminae observed within these stromatolites show three different microfabrics: oolitic microfabric (Fig. 13B), clotted-peloidal microfabric (Fig. 13C), and thin micritic crusts (Fig. 13B). Rare pseudomorphs after sulphates are observed in some stromatolite samples (Suarez-Gonzalez et al., 2014). The oolitic

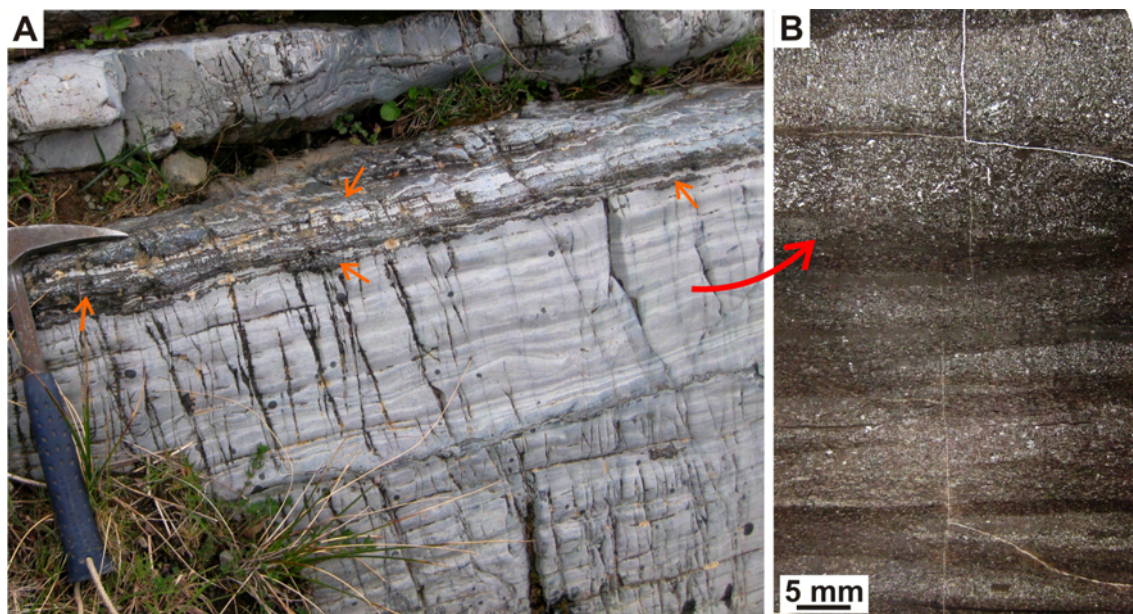


Fig. 12: (A) Field photograph of the evaporite-dolomite facies association from the Préjano section showing wavy bedding. Orange arrows point to levels of pseudomorphs after sulphates; (B) Thin section of the wavy-bedded silty-peloidal facies of the evaporite-dolomite facies association from the Préjano section.

microfabric is the most abundant (Fig. 13A), and is composed of the same grains as the surrounding facies (Figs. 9C, 9D, 13B) but typically finer, with a mean particle size of $\sim 350 \mu\text{m}$ (Fig. 13B). Intergranular space is filled by micrite, clotted-peloidal micrite, and/or sparite cement (Fig. 13B). Preserved filaments are rarely found and, when observed, they are poorly preserved (Suarez-Gonzalez et al., 2014). The oolitic microfabric is observed throughout the stromatolites, including steeply dipping laminae on the flanks of the domes (Fig. 9B, 10A, 13A). Clotted-peloidal microfabric consists of irregular clusters of micrite (micrite clots) and peloids (20-80 μm across), embedded in calcite cement (Fig. 13C). Grains (ooids, intraclasts, ostracods and foraminifers) are found scattered in laminae of this microfabric (Fig. 13C). The clotted-peloidal microfabric is also observed throughout the stromatolites. Thin micritic crusts are dark laminae with a mean thickness of $\sim 120 \mu\text{m}$, which occur at the top of some stromatolite laminae (Fig. 13B). These crusts show micritic and/or clotted-peloidal textures, sharp upper surfaces and diffuse and irregular lower surfaces. The upper surface of the thin micritic crusts is commonly associated with micritized and truncated grains.

5.1.2 Interpretation

Grains of the oolitic microfabric of these agglutinated stromatolites are the same as those of the surrounding oolitic grainstones, but typically finer. In addition, grainy laminae are seen dipping as much as 90° (Figs. 9B, 10A, 13A). These facts point to an external origin of the grains, which are interpreted as trapped and bound by the mucilaginous microbial mats of the stromatolites. Therefore, we infer that laminae of this microfabric developed when carbonate sand (preferentially the finer particles) was remobilized by water currents and grains were trapped within the microbial mat, as observed in microfabrics of present-day agglutinated oolitic stromatolites of Bahamas (Black, 1933; Dravis, 1983; Dill et al., 1986) and Shark Bay (Logan, 1961; Monty, 1976). Very rare and poorly preserved filaments are found in the oolitic microfabric of the Leza Fm agglutinated stromatolites, which might be relicts of mat microbes, as is also observed in present-day examples (Planavsky et al., 2009).

Laminae of clotted-peloidal microfabric show none or few carbonate grains scattered in the clotted-peloidal matrix (Fig. 13C). Clotted-peloidal micrite is typically explained, both in present-

day and fossil microbial carbonates, as formed by the anaerobic calcification of microbial mats mainly favoured by the metabolism of heterotrophic bacteria (Chafetz & Buczynski, 1992; Reitner, 1993; Dupraz et al., 2004; Riding & Tomás, 2006; Spadafora et al., 2010). Thus, we interpret this microfabric as formed when sediment supply onto the stromatolites was low and its microbial mats accreted but trapped very few grains, being subsequently calcified.

The thin micritic crusts of the Leza Fm agglutinated stromatolites (Fig. 13B), are very similar to micritic crusts found in present-day agglutinated stromatolites of Shark Bay (Monty, 1976; Reid et al., 2003) and the Bahamas (Reid and Browne, 1991; Reid et al., 1995; Macintyre et al., 1996; Visscher et al., 1998; Reid et al., 2000; Dupraz et al., 2009; 2011). These authors interpret the crusts as lithified horizons formed by microbially induced surface alteration (mainly endolithic micritization) and surface and subsurface carbonate precipitation during hiatuses in stromatolite accretion.

In conclusion, agglutinated stromatolites of the eastern sector of the Leza Fm were mainly formed by trapping and binding of ooids and other carbonate particles available in their surrounding environment. Nevertheless, during periods

of lower grain supply stromatolites also accreted generating grain-poor laminae that were calcified, developing clotted-peloidal microfabrics. Hiatuses on stromatolite accretion favoured microbial alteration of the stromatolite surface, which produced thin micritic crusts (Suarez-Gonzalez, et al., 2014).

5.2 Stromatolites of the western sector: Skeletal stromatolites

5.2.1 Description

Macrostructure: The stromatolites associated with sandy-oolitic grainstone levels from western outcrops of the black limestone facies association are either developed on top of a surface of sandy-oolitic grainstone (Figs. 8A, 8B), or over an oncoid-rich layer, as stromatolitic overgrowths in continuity with the oncoid laminae. Various stromatolite levels are typically superposed in the same bed (Fig. 8A). The largest and most continuous stromatolites (outcrop conditions allow only 5 m of observable lateral continuity) show a morphology of laterally linked domes up to 30 cm high (Fig. 8A), whereas smaller stromatolites show stratiform or columnar morphology, with small columns up to 5 cm thick and 10 cm high (Fig. 8B). All of them show distinct macroscopic



<i>Stromatolites</i>	<i>Macrostructure</i>	<i>Classification</i>	<i>Microfabrics</i>	<i>Interpretation of accretion processes</i>	<i>Associated facies</i>	<i>Environmental interpretation</i>
Eastern sector 	Stratiform and laterally-linked domes (up to 40 cm high).	Agglutinated stromatolites (<i>sensu</i> Riding, 1991a). Coarse-grained stromatolites (<i>sensu</i> Awramik & Riding, 1988)	<i>Oolitic microfabric</i>	Trapping and binding of surrounding grains.	Oolite-stromatolite facies association. Oolitic grainstones with flaser, wavy and lenticular beddings. Peloids, intraclasts and bioclasts (ostracods and forams). Flat-pebble breccias.	Tide-influenced shallow water-bodies at the seaward-most area of coastal-wetlands.
			<i>Clotted-peloidal microfabric</i>	Anaerobic calcification of microbial mats that trapped few grains.		
			<i>Thin micritic crusts</i>	Microbial surface alteration during hiatuses in accretion.		
Western sector 	Stratiform, laterally-linked domes (up to 30 cm high), and columnar (columns up to 5 cm thick and 10 cm high).	Skeletal stromatolites (<i>sensu</i> Riding, 1977). Porostromate stromatolites (<i>sensu</i> Monty, 1981)	<i>Filament fans microfabric</i>	Very early photosynthetically-induced calcification of <i>Rivularia</i> -like cyanobacteria.	Black limestones facies association. Poorly sorted sandy-oolitic grainstone levels with quartz, ooids, oncoids, Jurassic lithoclasts and bioclasts (ostracods, charophytes, and gastropods).	Marginal areas of freshwater-dominated shallow water-bodies from coastal-wetlands. Strong alluvial influence.
			<i>Micrite with filaments microfabric</i>	Calcification of cyanobacteria and anaerobic calcification of microbial mats.		

Table 2: Summary of the main features of both stromatolite types observed in the Leza Fm and of their associated facies.

lamination (Figs. 8B, 8F) formed by alternation of darker and lighter laminae with thicknesses ranging from 0.3 to 8 mm.

Microstructure: Stromatolites of the western sector of the Leza Fm are characterized by their internal composition: strikingly preserved and abundant calcified filaments (Fig. 14A). This feature makes them classifiable as “skeletal stromatolites” (sensu Riding, 1977), or “porostromate stromatolites” (sensu Monty, 1981). When observed under the microscope, laminae of these skeletal stromatolites display two main microfabrics: filament fans microfabric and micrite with filaments microfabric (Figs. 14A, 14B). Filament fans microfabric is the most prominent microfabric of the skeletal stromatolites, and is composed of erect calcified filaments that generally radiate from a small area, forming fan-like structures with an average radiating angle of 107° (Figs. 14A, 14B, 14C). Filaments are long (<2 mm), have circular cross sections (Fig. 8D), and are preserved as calcified tubes with a lumen 9–38 μm thick, filled with calcite cement, and surrounded by a thinner (<10 μm) dark micritic wall (Figs. 14C, 14D). Filaments seem to be entangled and locally show branching (Fig. 14D) with an average divergence angle of 29° . The micrite with filaments microfabric is formed by micrite traversed by erect filaments (Figs. 14B, 14E). Fenestrae (up to 300 μm wide) filled with sparite cement are common (Figs. 14A, 14B, 14E). Filaments of the micrite with filaments microfabric grow in palisade arrangement (Figs. 14B, 14E), and are typically preserved as moulds, 3 to 10 μm thick, within the micrite. Locally, a very thin (<4 μm) dark micritic wall surrounds the molds. Branching is scarcely seen in filaments of this microfabric.

Despite the fact that these skeletal stromatolites occur within sandy-oolitic grainstone, and laterally changing to them, grains of this facies have not been found included as main constituent in their microfabrics, as occurred in the previously described agglutinated stromatolites (Figs. 8D, 8E, 14). Locally, two levels of sandy-oolitic grainstones are separated by a thin stromatolite level (Fig. 8E). In columnar

forms, ooids and other grains are commonly observed in the space between the columns (Fig. 8B). In the filament fans microfabric, grains are locally found in the pores between individual filament fans (Fig. 8G). In domal forms, thin grainy laminae (up to 4 mm) are locally observed filling concave irregularities of the stromatolite surface (Figs. 8F, 8G). Normal stromatolite accretion by calcified filaments is resumed after these thin grainy laminae (Fig. 8F, 8G).

5.2.2 Interpretation

Filaments similar to those of the Leza Fm skeletal stromatolites have traditionally been interpreted as the calcified sheath of fossil cyanobacteria (Pollock, 1918; Klement & Toomey, 1967; Riding, 1975). Sheath calcification is a process influenced by the photosynthetic metabolism of the cyanobacteria but it is also strongly controlled by environmental conditions (Merz, 1992; Arp et al., 2001; Riding, 2006; Dupraz et al., 2009). Filaments of the filament fans microfabric of the skeletal stromatolites are very well preserved and clearly show the sheath morphology (Figs. 14B, 14C, 14D). Using the general morphological classification of fossil cyanobacteria of Riding (1991b), these structures could be classed inside the Hedstroemia Group, probably as Cayeuxia. These fossil structures are commonly related with the extant genus Rivularia (Schäfer & Stapf, 1978; Nickel, 1983; Leinfelder, 1985; Dragastan, 1985; Kuss, 1990). We interpret that cyanobacteria that formed this microfabric were calcified during very early stages of their development, probably when they were still alive in the surface of the stromatolite. The micrite with filaments microfabric shows less abundance and poorer preservation of cyanobacterial filaments (Figs. 14B, 14E). Still, some remnants of calcified sheaths can be observed, but carbonate precipitation is clearly not restricted to the cyanobacterial sheaths (Fig. 14E). Calcified cyanobacteria similar to those of the micrite with filaments microfabric have been assigned to the extant genera Scytonema, Phormidium, Calothrix, or Dichothrix (e.g., Monty, 1976; Schäfer & Stapf, 1978; Monty

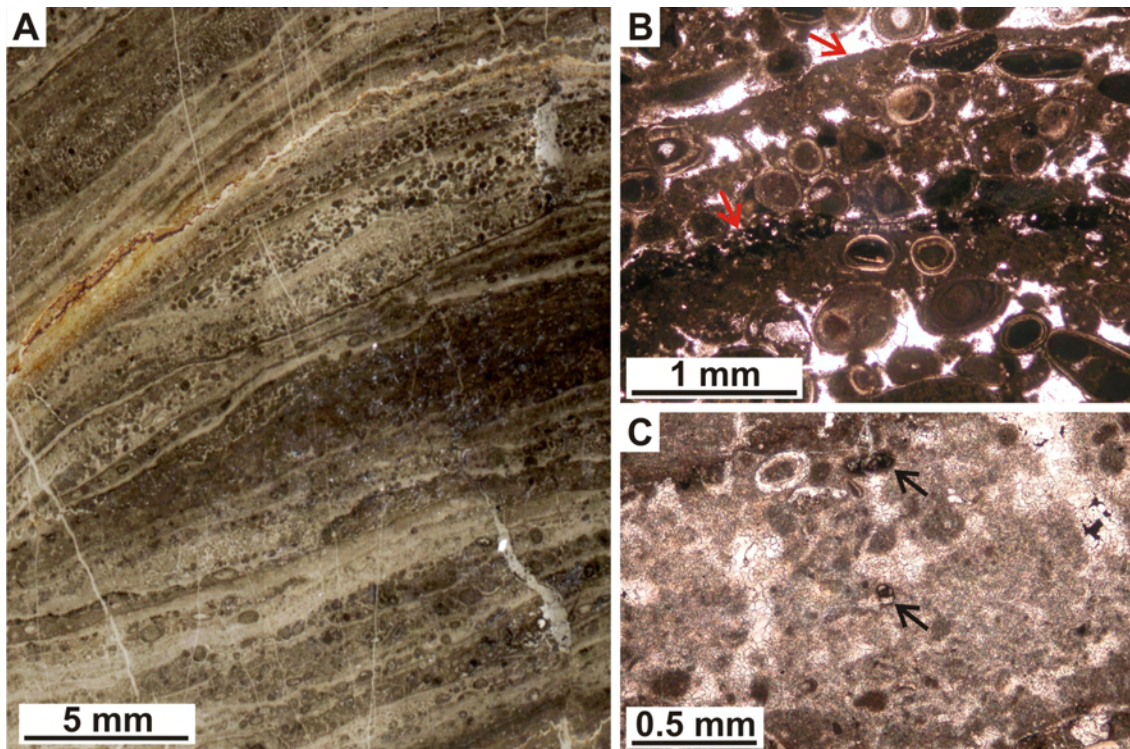


Fig. 13: Photomicrographs of the Leza Fm agglutinated stromatolites; (A) General view of a thin section. Note the predominance of carbonate grains in the composition of the stromatolite laminae; (B) Detail of laminae of oolitic microfabric. Red arrows point to the top surfaces of thin micritic crusts; (C) Detail of a lamina of clotted-peloidal microfabric with scattered grains. Black arrows point to foraminifers.

& Mas, 1981; Nickel, 1983; Leinfelder, 1985).

Differences in sheath preservation between the two microfabrics of these skeletal stromatolites might be explained by the timing of calcification: if sheath calcification does not occur at very early stages, cyanobacteria and their mucilaginous sheath are prone to degradation by heterotrophic bacteria, which might contribute to postmortem calcification (Chafetz & Buczynski, 1992; Pratt, 2001; Planavsky et al., 2009). However, the differences between the two microfabrics may also be produced by slight environmental changes or by changes in the biotic composition of the original mat.

In conclusion, we interpret that the skeletal stromatolites of the western sector of the Leza Fm accreted mainly by early calcification of cyanobacterial filaments of the microbial mats. The thin sandy-oolitic intercalations that locally occur between laminae of domal skeletal stromatolites (Figs. 8F, 8G) might have formed when

grainy sediment was remobilized by currents (e.g., storms, waves), partly covered the stromatolite surface. Nevertheless, stromatolites typically continued their filament accretion after these events (Fig. 8G).

6. DISCUSSION

6.1 Depositional system of the Leza Fm

Given the interpretations of sedimentary environments for the main facies associations of the Leza Fm (Table 1) and the interpretation of the particular sedimentary environments of the Leza Fm stromatolites (Table 2), the sedimentary system of the Leza Fm can be defined as a system of coastal-wetlands (Suarez-Gonzalez et al., 2013). Such systems are typically formed by shallow water-bodies separated by broad areas with variable vegetation, depending on the climate or the geographic setting (Wolanski et al., 2009). Coastal-wetlands include many subenvironments with variable inputs of freshwater and seawater,

producing areas of differing salinity within the same system (Black, 1933; Monty & Hardie, 1976; Gebelein, 1977; Ginsburg et al., 1977; Hardie & Garrett, 1977; Platt & Wright, 1992; Waterkeyn et al., 2008). This explains the variety of facies of the Leza Fm, and the fact that freshwater facies and marine-influenced facies typically alternate vertically in each stratigraphic section and also change laterally from one section to the next (Figs. 5, 6; Suarez-Gonzalez et al., 2013). However, some general trends are observed:

1) Freshwater facies are more abundant in the western outcrops of the unit, where the clastic and the black limestone facies associations predominate (Table 1; Figs. 5, 6) and the common presence of edaphic features in the latter suggests the development of broad marsh areas between water-bodies.

2) On the other hand, facies with stronger marine influence, as shown by higher abundance of marine fossils and by sedimentary structures of tidal origin, are more abundant in the eastern outcrops of the Leza Fm (Figs. 5, 6, 9, 11, 12). Tidal influence is common in the seaward areas of modern coastal-wetlands, laterally associated with areas that lack tidal influence and even with freshwater areas (Black, 1933; Monty, 1972; Monty & Hardie, 1976; Ginsburg et al., 1977; Hardie & Garrett, 1977; Gebelein, 1977; Platt & Wright, 1992; Reed, 2002; Maloof & Grotzinger, 2012). This is suitable for the case of the Leza Fm, since many of the coeval units of adjacent basins were deposited in tidal environments (e.g., García-Mondéjar, 1990; García Garmilla, 1990; Rosales, 1999; Salas et al., 2001; Peropadre et al., 2007; Bover-Arnal et al., 2010). In fact, tidal facies occur in the two marine Aptian outcrops closest to the Leza Fm (Fig. 1A): the Pellejera-Grávalos outcrop, to the NE (Arribas et al., 2009), and the Ciria outcrop, to the SW (Alonso & Mas 1988).

3) Furthermore, the Leza Fm shows a general vertical trend of increasing marine influence towards the top of the unit, which points to an eustatic control, in addition to tectonics, due to the early Aptian global rising sea-level (Mutterlose,

1998; Huang et al., 2010; Suarez-Gonzalez et al., 2013). However, paleoenvironmental differences between eastern and western sectors are still observed at the upper part of the unit, such as the differences between both stromatolite-bearing facies described above (Fig. 6; Table 2): those of the eastern outcrops show tidal influence, and those of the western outcrops lack tidal influence and their features suggest an environment dominated by meteoric water. Interestingly, the stromatolites also present great differences in their accretion process, especially in their ability to trap grains. Therefore, the Leza Fm presents a unique opportunity to discuss the influence of tides in stromatolite development.

6.2 Influence of tides on the development of Leza Fm stromatolites.

Analyses of modern agglutinated oolitic stromatolites led Riding (2011) to recognize that their facility to trap ooids and other carbonate particles is provided by a) constant grain availability in the environment, and b) the presence of thick, soft and sticky microbial mats on the surface of the stromatolites. These two factors can be used to interpret the differences between the stromatolites of the Leza Fm.

6.2.1 Grain availability

Both stromatolite types are associated with grainstone facies, so grains were theoretically available for the stromatolites to trap them. As interpreted above, agglutinated stromatolites were developed in a shallow-water tide-influenced environment, which implies that grains were continuously and periodically mobilized by tides, in addition to waves and episodic storms. On the other hand, skeletal stromatolites were developed at the margins of water-bodies with strong alluvial input, where grains were probably only mobilized by waves and storms. In present-day environments, the only examples of agglutinated oolitic stromatolites we are aware of occur in intertidal and subtidal areas of Shark Bay (Australia) and Bahamas, where tidal currents are regarded as an efficient mechanism for sediment supply onto the surface of the stromatolites (Logan,

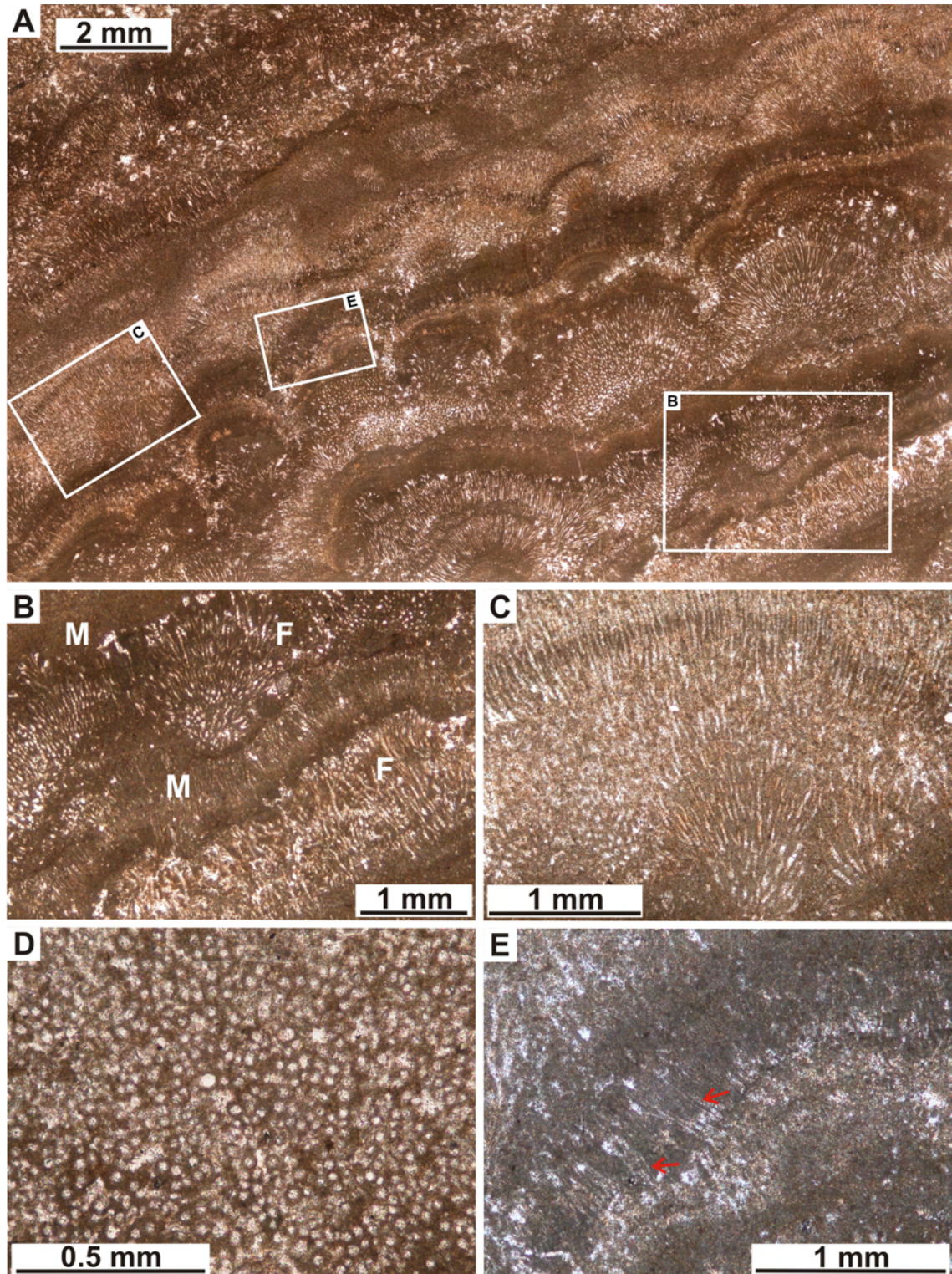


Fig. 14: Photomicrographs of the Leza Fm skeletal stromatolites: (A) General view of a thin section. Note the predominance of calcified filaments in the composition of the stromatolite laminae; (B) Detail of A showing alternation of laminae of the filament fans microfabric (F) and laminae of the micrite with filaments microfabric (M); (C) Detail of the filament fans microfabric; (D) Transversal section of the filament fans microfabric; (E) Detail of the micrite with filaments microfabric. Note thinner and poorer preserved filaments (red arrows).

1961; Dravis, 1983; Dill et al., 1986; Riding et al., 1991a). Some studies also cite waves and storms as contributors to the grain supply (Black, 1933; Dravis, 1983; Riding et al., 1991a; Feldmann & McKenzie, 1998). In these present-day agglutinated examples it has been noted that sediment trapped within the stromatolites is consistently finer than the surrounding loose sediment (Logan, 1961; Dravis, 1983; Riding et al., 1991a; Reid et al., 1995), as it happens in agglutinated stromatolites of the Leza Fm. In consequence, we interpret that the continuous and cyclic hydrodynamic changes due to tidal currents were important for the supply of grains (preferentially the finer particles) onto the Leza Fm agglutinated stromatolites. However, the role of waves and storms in the mobilization and supply of sediment to the Leza Fm agglutinated stromatolites should also be taken into account.

6.2.2 Calcification of microbial mats

The softness and stickiness of microbial mats from the surface of present-day agglutinated oolitic stromatolites, which allows them to easily trap grains, is explained as due to the fact that they are “largely uncalcified” (Riding, 2011) when they trap the grains. Since carbonate precipitation in microbial mats takes place inside the extracellular polymeric substances (EPS) secreted by cyanobacteria and other mat microbes (Arp et al., 1998; Braissant et al., 2003; Decho et al., 2005; Dupraz et al., 2009), absence of intense very early carbonate precipitation in the surface mats entails that large quantities of mucous EPS are available for trapping the grains. The lithification required for the preservation of present-day agglutinated stromatolites is mainly reached after the trapping of the grains, and it is produced by carbonate precipitation induced by the anaerobic metabolism of heterotrophic bacteria that degrade EPS (e.g., Visscher et al., 1998, 2000; Reid et al., 2000). By analogy with the present-day examples, we interpret that the Leza Fm agglutinated stromatolites had poorly calcified microbial mats with abundant EPS that were able to trap the ooids and other carbonate particles

available in the environment. This explains the scarcity of calcified filaments in the Leza Fm agglutinated stromatolites (Fig. 13).

In contrast, microfabrics of the Leza Fm skeletal stromatolites show a predominance of heavily calcified cyanobacterial filaments (Fig. 14), suggesting that the main role on stromatolite lithification was played by their phototrophic metabolism. Since cyanobacterial calcification takes place within or upon their mucous sheath (Golubic, 1973; Riding, 1977; Pentecost, 1978; Pentecost & Riding, 1986), very early calcification of the mat cyanobacteria would cause an important decrease in the trapping and binding ability of the stromatolites, because less extracellular mucous substances would be available due to the precipitation of micrite within them. This would explain why strongly calcified skeletal stromatolites (e.g. Black, 1933; Hudson, 1970; Bertrand-Sarfati, 1976; Riding, 1977; Pentecost & Riding, 1986; Rasmussen et al., 1993; Arp, 1995; Freytet, 2000; Arp et al., 2005) include very scarce trapped grains in their microfabrics, as it happens in the Leza Fm examples. Some of the published examples (Hudson, 1970; Bertrand-Sarfati, 1976; Rasmussen et al., 1993; Freytet, 2000) describe sediment commonly filling the space between stromatolite columns, between filamentous fan-like colonies, or between branching calcified filaments, as it is also locally observed in the Leza Fm skeletal stromatolites (Fig. 8G). This filling process takes place after filament growth, and thus, it should not be considered an accretionary process of the stromatolite.

Therefore, early calcification of the surface microbial mats seems to be an important control on stromatolite trapping and binding ability. Cyanobacteria calcification is favoured by their photosynthetic metabolism, but it is a process largely controlled by environmental factors, mainly CaCO_3 saturation state (Ω_{CaCO_3}), Ca^{2+} concentration, pH buffering, and dissolved inorganic carbon (DIC) content (Golubic, 1973; Riding, 1982; Kempe & Kazmierczak, 1990; Merz, 1992; Arp et al., 2001; Riding & Liang, 2005;

Riding, 2006; Aloisi, 2008; Dupraz et al., 2009; Planavsky et al., 2009). Therefore, differences in the paleoenvironments of the Leza Fm stromatolites might be used to explain the differences in early calcification of their microbial mats. However, since microbial mats are complex biological structures formed by the interaction of many different microbes, (Freytet & Plet, 1996; Riding, 2000; Dupraz et al., 2009; Foster et al., 2009; Reitner, 2011), the possibility of intrinsic biotic controls on these differences between both stromatolite types of the Leza Fm should also be considered. Unfortunately, the only clear paleontological indicators of the Leza Fm mat microbes are the calcified cyanobacterial filaments of the skeletal stromatolites, which show only two different morphotypes. Therefore, a biotic control on the differences between stromatolites and on their ability to trap grains is probable but difficult to test. Nevertheless, calcification of cyanobacteria shows very little specificity, which means that the same species can be calcify or not depending on the hydrochemistry of the environment it is in (see further discussion in Golubic, 1973; Monty, 1973). But even if both stromatolite types of the Leza Fm were probably formed by different microbial communities, microbial mats of both were surely rich in mucous and sticky EPS substances, prone to trap grains, as most modern mats are (e.g., Decho et al., 2005; Dupraz et al., 2009; Reitner, 2011). Given the relevance of environmental conditions on the lithification of cyanobacteria and EPS (e.g., Dupraz et al., 2009), it is interesting to discuss the differences in sedimentary environment that may underlie the differences in stromatolite microfabric of the Leza Fm stromatolites.

Amongst all the environmental factors influencing cyanobacterial calcification, Ω_{CaCO_3} of the waters is considered as of major importance (Kempe & Kazmierczak, 1990; Merz, 1992; Riding, 2000; Arp et al., 2001; Riding & Liang, 2005; Aloisi, 2008). Supersaturated waters are needed to favour effective calcification of cyanobacteria sheath (Merz, 2000; Arp et al., 2001). Therefore, it is plausible that

waters where skeletal stromatolites of the Leza Fm developed were more saturated in CaCO_3 than those where agglutinated stromatolites grew. Skeletal stromatolites occurred in water-bodies mainly supplied with meteoric water, which was likely to be supersaturated in CaCO_3 since it had passed through the marine Jurassic limestones of the basin substrate, as shown by the common Jurassic limestone lithoclasts of the stromatolite-bearing sandy-oolitic grainstones of the black limestones facies association. On the other hand, agglutinated stromatolites occurred in water-bodies of the same system but in the eastern sector, under stronger marine influence shown by the fossil content and the tidal sedimentary structures. Works dealing with geochemical models of Phanerozoic seawater evolution (Arp et al., 2001; Riding & Liang, 2005) have discussed the Ω_{CaCO_3} of Cretaceous seas, concluding that there was a significant drawdown in Ω_{CaCO_3} of shallow platform waters starting in this period. This decrease in saturation has been proposed as the main factor influencing the progressive scarcity of marine calcified cyanobacteria since Cretaceous times (Monty, 1973; Gebelein, 1976; Arp et al., 2001; Riding & Liang, 2005; Planavsky et al., 2009), and it suggests that marine waters entering the Leza Fm coastal-wetlands system could have had lower Ω_{CaCO_3} than meteoric waters of the system. Furthermore, agglutinated stromatolites of the Leza Fm were formed in water-bodies of the eastern sector with a probable mixture of water sources, producing anomalous salinities and salinity changes. Mixture of waters with different Ω_{CaCO_3} is a common cause of decrease in saturation in coastal settings (Runnel, 1969; Smart et al., 1988). This decrease in Ω_{CaCO_3} would explain the absence of early cyanobacterial calcification in the Leza Fm agglutinated stromatolites.

Differences in Ω_{CaCO_3} between both stromatolitic environments of the Leza Fm could also explain the differences between the ooids that occur in both environments, since ooid development is also controlled by Ω_{CaCO_3} (Opdyke & Wilkinson, 1990): ooids of the freshwater facies generally have well-developed and thick cortices (Fig. 8C),

suggesting origin in more saturated waters, whereas ooids of the tide-influenced facies generally have poorly-developed cortices (Figs. 9D, 13B), suggesting origin in less saturated waters.

Summarizing, early lithification of microbial mats differed significantly in both stromatolite types of the Leza Fm, explaining their contrasting microfabrics and their ability or inability to trap ooids. These differences were probably controlled by environmental factors, suggesting that tidal environments of the Leza Fm favoured the development of partially-uncalcified, soft and sticky surface microbial mats that allowed the agglutinated stromatolites of the Leza Fm to trap surrounding ooids. Nevertheless, biotic differences between both stromatolite types should not be discarded as a probable control on their ability to trap grains and on the development of microfabrics.

6.3 Is trapping of ooids limited to tidal environments?

We have interpreted that tides might have been an important control on the development of the Leza Fm agglutinated stromatolites because a) they provide constant and regular remobilization of the oolitic sediment, producing a source of grains to be trapped by the surface mats of the stromatolites, and b) water of the tide-influenced water-bodies was likely to have lower CaCO_3 saturation state than meteoric water, impeding cyanobacterial early calcification and thus keeping surface mats of the stromatolites soft and sticky, able to trap ooids.

Interestingly, Black (1933) made similar interpretations while studying modern coastal-wetlands in the Bahamas. He studied abundant agglutinated stromatolites in brackish-water lagoons influenced by the tides, but he also found skeletal stromatolites, formed by colonies of “radiating filaments, without much interstitial sediment”, on freshwater ponds (these have also been studied by Monty & Hardie, 1976). He interpreted the different microfabrics of these stromatolites and their lack of trapped particles as due to “firstly, the absence of sediment (...) and

secondly, the different properties of the water, which is rain-water with a certain amount of freshly dissolved calcium carbonate in solution” (Black, 1933, p. 170). Is then trapping of ooids an accretion process limited to stromatolites in tidal environments?

The first discoveries of modern agglutinated oolitic stromatolites were from intertidal environments of Bahamas (Black, 1933) and Shark Bay, Australia (Logan, 1961). Further research in these localities (Monty, 1976; Dravis, 1983; Dill et al., 1986; Awramik & Riding, 1988; Reid and Browne, 1991; Riding et al., 1991a; Reid et al., 1995; Macintyre et al., 1996; Feldmann & McKenzie, 1998; Reid et al., 2000; Reid et al., 2003) confirmed that agglutinated stromatolites occur in intertidal and subtidal environments, and that their main accretion process is trapping and binding of ooids and other carbonate particles. Awramik & Riding (1988) noted that these modern examples were poor analogues of all fossil stromatolites, since most of these are not formed almost exclusively by microfabrics of trapped ooids. In fact, very few fossil analogues of the modern agglutinated oolitic stromatolites have been recognized until now. Riding et al. (1991b) studied fossil agglutinated oolitic stromatolites in the Miocene of SE Spain, and they interpreted the stromatolites as formed under normal marine salinity in a shallow, wave-swept platform dominated by oolitic shoals. Bourillot (2009) and Bourillot et al. (2010) studied the same Miocene stromatolites and interpreted that they were deposited in environments ranging from subtidal oolitic shoals, to intertidal mudflats, and supratidal sabkhas. Arenas & Pomar (2010) studied deposits of the same age in Mallorca (E Spain) containing agglutinated oolitic microbialites that occur in cross-bedded oolitic facies with wavy and flaser beddings interpreted as formed in intertidal and subtidal environments. Rodríguez-Martínez et al. (2012) described Upper Cretaceous stromatolites from N Spain that are partially formed by trapping and binding of carbonate particles and quartz grains, developed in shallow

subtidal deposits. Lower Cretaceous tide-influenced deposits studied by Quijada et al. (this volume) also contain stromatolites partially formed by trapping of carbonate particles. Matyszkiewicz et al. (2006, 2012) described Upper Jurassic agglutinated oolitic stromatolites in Poland, formed in a sedimentary environment compared to intertidal examples of the same age. Middle Triassic agglutinated oolitic-peloidal stromatolites have been described by Mercedes-Martín et al. (2013) from moderate to high energy intertidal to subtidal deposits including herringbone and wavy lamination, in NE Spain. Woods (2013) described Early Triassic ooid-rich intertidal to shallow subtidal deposits from SW USA, which contain agglutinated microbialites that include peloids, oncoids, ooids, intraclasts and skeletal grains. To our knowledge, no clear examples of agglutinated oolitic stromatolites have been described older than Early Triassic. Nevertheless, Chow & George (2004) described Upper Devonian “tepee-shaped microbial mounds” in Australia, formed in high-energy shallow-subtidal conditions, containing wavy-laminated fabrics interpreted to have formed by trapping and binding of carbonate particles by microbial mats, compared to some of the younger agglutinated stromatolites listed before.

All the present-day and fossil examples of agglutinated oolitic stromatolites discussed here were formed in agitated shallow marine environments, and only one example is not interpreted to be formed in tidal-related environments (Riding et al., 1991b), although Bourillot (2009) assigned it a tidal origin. This fact raises questions regarding the relationships between tides and the trapping of ooids by stromatolites. The coexistence of stromatolites and oolitic facies dates back to the Archean (Buck, 1980) and the Proterozoic (Horodyski, 1976; Grotzinger, 1989). The popular Lower Triassic outcrops of central Germany, where the term stromatolite was first defined by Kalkowsky (1908), contain examples of stromatolites passing laterally to oolitic facies interpreted to have formed in lacustrine environments. In these examples, ooids and other grains

typically occur filling the space between stromatolite columns and also as irregular grainy levels intercalated with laminar stromatolites (Paul & Peryt, 2000; Paul et al., 2011). These authors mention that grains can be found inside the stromatolite fabrics, but they clearly state that “most carbonate was precipitated in situ and the detrital phase never controlled the stromatolitic lamination” (Paul & Peryt, 2000). Therefore, they should not be considered agglutinated stromatolites. Upper Jurassic lacustrine oolitic deposits contain stromatolites in the Morrison Fm, SW USA (Neuhauser et al., 1987), but the stromatolites are predominantly filamentous and do not seem to include significant trapped sediment. Lacustrine deposits from the Upper Cretaceous of Bolivia also show lateral relationship between stromatolites and ooids, but ooids are not commonly included in the stromatolite laminae (Camoin et al., 1997). On the Eocene Green River Fm (USA) stromatolites occur in lacustrine oolitic facies (Surdam & Wray, 1976; Seard et al., 2013), but their microfabrics do not seem to be predominantly formed by trapping of ooids (Cole & Picard, 1978; Seard et al., 2013). Pleistocene stromatolites and oncoids occur in oolitic facies of Etosha Pan (Namibia), but their accretion is dominated by carbonate precipitation, although some ostracods can be found in them (Smith & Mason, 1991; Brook et al., 2011). Nowadays, stromatolites grow surrounded by rippled ooid sand in the Great Salt Lake of Utah (USA), but the stromatolites are not formed by trapping and binding of the neighbouring ooids (Halley, 1976).

Therefore, only a few geologically young examples of ooid-related stromatolites clearly show abundant agglutinated microfabrics, formed by trapping and binding of ooids, and these examples are formed in tidal environments. However, not all oolitic tidal environments show development of agglutinated oolitic stromatolites. This entails that some other factors, both intrinsic and extrinsic to the stromatolites themselves (Browne, 2011), should be taken into account to explain the scarcity of these

stromatolites. For example, Awramik & Riding (1988) considered that the origin and diversification of diatoms in microbial mats was important for the development of agglutinated oolitic stromatolites, because these eukaryotes enhance their trapping ability. The presence of grazing metazoans has also been used to explain the scarcity of present-day marine stromatolites, implying that these are restricted to stressful environments where metazoans are not abundant. In Shark Bay and Bahamas this environmental stress has been explained as caused either by abnormal or changing salinity (Logan, 1961; Garrett, 1970; Hardie & Garrett, 1977), or by tidal currents that constantly move loose oolitic substrate (Garrett, 1970; Dravis, 1983). Salinity and currents have also been used to explain the development of some fossil agglutinated oolitic stromatolites (Riding et al., 1991b; Bourillot, 2009) and they could also be applied to the Leza Fm examples. This concept of refuges from grazing metazoans supports the idea of tidal environments as most suitable for the development of agglutinated oolitic stromatolites, since these environments are especially prone to provide constant currents that mobilize the sediment substrate, and salinities different than normal marine.

In conclusion, we propose that tidal environments are especially suitable for the development of stromatolites that mainly accrete by trapping and binding of ooids and other carbonate particles, i.e. agglutinated oolitic stromatolites. We do not intend to exclude the presence of trapped grains in stromatolites from other environments. Nevertheless, considering the distribution of present-day and fossil examples of agglutinated oolitic stromatolites and the environmental implications of this study of Lower Cretaceous stromatolites, tidal environments seem to be the best ones for these conditions to be easily achieved, at least since Mesozoic times.

7. CONCLUSIONS

The Leza Fm (Early Cretaceous, N Spain) was deposited in a system of coastal-wetlands under the influence of both marine

waters and meteoric waters. Oolitic facies associated with stromatolites are found in many sections of the unit, but differences are observed between the eastern and western sections. Tide-influenced oolitic facies occur in the eastern sector and are associated with agglutinated stromatolites, which are mainly formed by trapping and binding of ooids and other carbonate particles. Oolitic facies of the western sector show no signs of tidal influence and are associated with skeletal stromatolites, which are mainly formed by calcified cyanobacteria and do not typically include grains. Modern and ancient examples of agglutinated oolitic stromatolites are relatively rare and almost restricted to tidal environments. Analysis of the Leza Fm stromatolites and examples from the literature suggests that the main conditions that favour the development of agglutinated oolitic stromatolites are a) continuous and cyclic sediment mobilization, providing availability of particles to be trapped; b) water-chemistry conditions (mainly relatively low CaCO_3 saturation state) necessary for development of soft surface mats with partially uncalcified mucous EPS; and c) factors limiting metazoan abundance, such as continuous substrate mobilization or anomalous and/or rapidly changing salinity. Any oolitic environment providing these conditions would be suitable for the development of stromatolites mainly formed by trapping and binding of ooids, but the fact that these conditions are easily achieved in tidal settings might explain why agglutinated oolitic stromatolites are almost restricted to tidal environments both at the present-day and in the geological record.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was funded by the Spanish DIGICYT project CGL2011-22709, by the Research Group "Sedimentary Basin Analysis" UCM-CM 910429 of the Complutense University of Madrid and by a FPU scholarship of the Spanish Department of Education. We would like to thank Beatriz Moral, Gilberto Herrero and Juan Carlos Salamanca for preparing

the thin sections; and Laura Donadeo for finding many of the references used. Benjamin Brigaud and an anonymous reviewer provided comments that helped us improve the original manuscript. We also thank Jean-Yves Reynaud for editorial support.

REFERENCES

- Allen, J.R.L.** (1984) Sedimentary structures: their character and physical basis. (Unabridged one-volume edition). Elsevier, Amsterdam, 1256 pp.
- Allwood, A.C., Walter, M.R., Kamber, B.S., Marshall, C.P. and Burch, I.W.** (2006) Stromatolite reef from the Early Archaean era of Australia. *Nature*, 441, 714-718.
- Aloisi, G.** (2008) The calcium carbonate saturation state in cyanobacterial mats throughout Earth's history. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 72, 6037-6060.
- Alonso, A. and Mas, J.R.** (1988) La transgresión Aptiense al sur del Moncayo (límite de las provincias de Soria y Zaragoza). *Comunicaciones del II Congreso Geológico de España*, Vol. 1, pp. 11-14, Universidad de Granada, Granada.
- Alonso, A. and Mas, J.R.** (1993) Control tectónico e influencia del eustatismo en la sedimentación del Cretácico inferior de la cuenca de Los Cameros. *Cuad. Geol. Ibérica*, 17, 285-310.
- Alonso-Zarza, A.M. and Wright, V.P.** (2010) Palustrine Carbonates. In: *Carbonates in continental settings. Facies, environments and processes* (Eds A.M. Alonso-Zarza and L.H. Tanner), *Dev. Sedimentol.*, 61, pp. 103-132, Elsevier, Amsterdam.
- Altermann, W.** (2008) Accretion, trapping and binding of sediment in Archean stromatolites – Morphological expression of the antiquity of life. *Space Sci. Rev.*, 135, 55-79.
- Arenas, C. and Pomar, L.** (2010) Microbial deposits in upper Miocene carbonates, Mallorca, Spain. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 297, 465-485.
- Arp, G.** (1995) Lacustrine bioherms, spring mounds, and marginal carbonates of the Ries-Impact-Crater (Miocene, Southern Germany). *Facies*, 33, 35-90.
- Arp, G., Hofmann, J. and Reitner, J.** (1998) Microbial fabric formation in spring mounds ("Microbialites") of alkaline salt lakes in the Badain Jaran Sand Sea, PR China. *Palaio*, 13, 581-592.
- Arp, G., Reimer, A. and Reitner, J.** (2001) Photosynthesis-induced biofilm calcification and calcium concentrations in Phanerozoic oceans. *Science*, 292, 1701-1704.
- Arp, G., Bielert, F., Hoffmann, V.E., and Löffler, T.** (2005) Palaeoenvironmental significance of lacustrine stromatolites of the Arnstadt Formation ("Steinmergelkeuper", Upper Triassic, N-Germany). *Facies*, 51: 419-441.
- Arribas, M.E., Mas, R., Arribas, J., Benito, M.I. and Le Pera, E.** (2009) Marine influence at the last rifting stages of a continental basin. The northernmost Cameros Basin record (Early Cretaceous, North Spain). In: *Abstracts, 27th IAS Meeting of Sedimentology*, Alghero, Italy, (Eds V. Pascucci and S. Andreucci), p. 434.
- Awramik, S.M. and Riding, R.** (1988) Role of algal eukaryotes in subtidal columnar stromatolite formation. *Proc. Natl Acad. Sci. USA*, 85, 1327-1329.
- Bertrand-Sarfati, J.** (1976) An attempt to classify Late Precambrian stromatolite microstructures. In: *Stromatolites* (Ed. M.R. Walter), *Dev. Sedimentol.*, 20, pp. 251-259, Elsevier, Amsterdam.
- Black, M.** (1933) The algal sedimentation of Andros Island Bahamas. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Series B: Biological Sciences*, 222, 789-803.
- Bover-Arnal, T., Moreno-Bedmar, J.A., Salas, R., Skelton, P.W., Bitzer, K. and Gili, E.** (2010) Sedimentary evolution of an Aptian syn-rift carbonate system (Maestrat Basin, E Spain): effects of accommodation and environmental change. *Geologica Acta*, 8, 249-280.
- Bourillot, R.** (2009) Evolution des plates-formes carbonatées pendant la crise de salinité messinienne: de la déformation des évaporites aux communautés microbialithiques (Sud-Est de l'Espagne). PhD thesis of the University of Bourgogne, 384 pp. (Available online at: http://www.asf.epoc.u-bordeaux1.fr/theses/theses_Prix_Gubler_2011.html).
- Bourillot, R., Vennin, E., Rouchy, J.M., Durlot, C., Rommevaux, V., Kolodka, C. and Knap, F.** (2010) Structure and evolution of a Messinian mixed carbonate-siliciclastic platform: the role of evaporites (Sorbas Basin, South-east Spain). *Sedimentology*, 57, 477-512.
- Braissant, O., Cailleau, G., Dupraz, C. and Verrecchia, E.P.** (2003) Bacterially induced mineralization of calcium carbonate in terrestrial environments: the role of exopolysaccharides and amino acids. *J. Sed. Res.*, 73, 485-490.
- Brenchley, P.J. and Harper, D.A.T.** (1998) *Palaeoecology: Ecosystems, environments and evolution*. Chapman & Hall, London, 402 pp.
- Brook, G.A., Railsback, L.B. and Marais, E.** (2011) Reassessment of carbonate ages by dating both carbonate and organic material from an Etosha Pan (Namibia) stromatolite: Evidence of humid phases during the last 20 ka. *Quatern. Int.*, 229, 24-37.
- Browne, K.M.** (2011) Modern marine stromatolitic structures: The sediment dilemma. In: *Stromatolites: Interaction of microbes with sediments* (Eds V.C. Tewari and J. Seckbach), pp. 291-312, Springer, New York.
- Buck, S.G.** (1980) Stromatolite and ooid deposits within the fluvial and lacustrine sediments of the Precambrian Ventersdorp Supergroup of South Africa. *Precambrian Res.*, 12, 311-330.
- Camoin, G., Casanova, J., Rouchy, J.M., Blanc-Valleron, M.M. and Deconinck, J.F.** (1997) Environmental controls on perennial and ephemeral carbonate lakes: the central palaeo-

- Andean Basin of Bolivia during Late Cretaceous to early Tertiary times. *Sed. Geol.*, 113, 1-26.
- Carozzi, A.** (1957) Contribution a l'étude des propriétés géométriques des oolites – L'Exemple du Grand Lac Salé, Utah, USA. *Bull. Inst. Natl. Genevois*, 58, 1-52.
- Chafetz, H.S. and Buczynski, C.** (1992) Bacterially induced lithification of microbial mats. *Palaios*, 7, 277-293.
- Chow, N. and George, A.D.** (2004) Tepee-shaped agglutinated microbialites: an example from a Famennian carbonate platform on the Lennard Shelf, northern Canning Basin, Western Australia. *Sedimentology*, 51, 253-265.
- Cole, R.D. and Picard, M.D.** (1978) Comparative mineralogy of nearshore and offshore lacustrine lithofacies, Parachute Creek Member of the Green River Formation, Piceance Creek Basin, Colorado, and eastern Uinta Basin, Utah. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 89, 1441-1454.
- Dalrymple R.W. and Choi, K.** (2007) Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequences-stratigraphic interpretation. *Earth-Sci. Rev.*, 81, 135-174.
- Dashtgard, S.E., Venditti, J.G., Hill, P.R., Sisulak, C.F., Johnson, S.M. and La Croix, A.D.** (2012) Sedimentation across the tidal-fluvial transition in the Lower Fraser River, Canada. *The Sed. Record*, 10, 4-9.
- Decho, A.W., Visscher, P.T. and Reid, R.P.** (2005) Production and cycling of natural microbial exopolymers (EPS) within a marine stromatolite. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 219, 71-86.
- Demicco, R.V.** (1983) Wavy and lenticular-bedded carbonate ribbon rocks of the Upper Cambrian Conococheague Limestone, Central Appalachians. *J. Sed. Res.*, 53, 1121-1132.
- Demicco, R.V.** (1985) Platform and off-platform carbonates of the Upper Cambrian of western Maryland, U.S.A. *Sedimentology*, 32, 1-22.
- Demicco, R.V. and Hardie, L.A.** (1994) Sedimentary structures and early diagenetic features of shallow marine carbonate deposits. *SEPM Atlas Series*, 1, 265 pp.
- Dickson, J.A.D.** (1966) Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *J. Sed. Petrol.*, 36, 491-505.
- Dill, R.F., Shinn, E.A., Jones, A.T., Kelly, K. and Steinen, R.P.** (1986) Giant subtidal stromatolites forming in normal salinity waters. *Nature*, 324, 55-58.
- Dragastan, O.** (1985) Review of Tethyan Mesozoic algae of Romania. In: *Paleoalgology: contemporary research and applications* (Eds. D.F. Toomey and M.H. Nitecki), pp. 101-161, Springer-Verlag, Berlin.
- Dravis, J.J.** (1983) Hardened subtidal stromatolites, Bahamas. *Science*, 219, 385-386.
- Dunham, R.J.** (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of carbonate rocks* (Ed. W.E. Ham) AAPG Mem., 1, 108-121.
- Dupraz, C., Visscher, P.T., Baumgartner, L.K. and Reid, R.P.** (2004) Microbe-mineral interactions: early carbonate precipitation in a hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas). *Sedimentology*, 51, 745-765.
- Dupraz, C., Reid, R.P., Braissant, O., Decho, A.W., Norman, R.S. and Visscher, P.T.** (2009) Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Sci. Rev.*, 96, 141-162.
- Dupraz, C., Reid, R.P. and Visscher, P.T.** (2011) Modern microbialites. In: *Encyclopedia of Geobiology* (Eds J. Reitner and V. Thiel), pp. 617-635, Springer, Berlin.
- Ehrlich, H.L.** (1998) Geomicrobiology: its significance for geology. *Earth-Sci. Rev.*, 45, 45-60.
- Fairchild, I.J.** (1991) Origins of carbonate in Neoproterozoic stromatolites and the identification of modern analogues. *Precambrian Res.*, 53, 281-299.
- Feldmann, M. and McKenzie, J.A.** (1998) Stromatolite-thrombolite associations in a modern environment, Lee Stocking Island, Bahamas. *Palaios*, 13, 201-212.
- Foster, J.S., Green, S.J., Ahrendt, S.R., Golubic, S., Reid, R.P., Hetherington, K.L. and Bebout, L.** (2009) Molecular and morphological characterization of cyanobacterial diversity in the stromatolites of Highborne Cay, Bahamas. *The ISME Journal*, 3, 573-587.
- Freytet, P. and Plet, A.** (1996) Modern freshwater microbial carbonates: the Phormidium stromatolites (tufa-travertine) of Southeastern Burgundy (Paris Basin, France). *Facies*, 34, 219-238.
- Freytet P.** (2000) Distribution and palaeoecology of non marine algae and stromatolites: II, The Limagne of Allier Oligo-Miocene lake (central France). *Ann. Paléontol.*, 86, 3-57.
- Freytet, P., and Verrechia, E. P.** (2002): Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *J. Paleolimn.* 27, 221-237.
- García-Mondéjar, J.** (1990) The Aptian-Albian carbonate episode of the Basque-Cantabrian Basin (northern Spain): general characteristics, controls and evolution. *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 9, 257-290.
- García Garmilla, F.** (1990) Evolución paleogeográfica de los sistemas deposicionales Wealdenses y del Aptiense inferior en el sector central de la región Vasco-Cantábrica. *Est. Mus. Cienc. Nat. de Álava*, 5, 5-26.
- Garrett, P.** (1970) Phanerozoic stromatolites: noncompetitive ecologic restriction by grazing and burrowing animals. *Science*, 169, 171-173.
- Gebelein, C.D.** (1976) The effects of the physical, chemical and biological evolution of the Earth. In: *Stromatolites* (Ed. M.R. Walter), *Dev. Sedimentol.*, 20, pp. 499-515, Elsevier, Amsterdam.
- Gebelein, C.D.** (1977) Dynamics of recent carbonate sedimentation and ecology. Cape Sable, Florida. Brill, Leiden, 120 pp.
- Gierlowski-Kordesch, E.H.** (2010) Lacustrine carbonates. In: *Carbonates in continental settings. Facies, environments and processes* (Eds A.M. Alonso-Zarza and L.H. Tanner), *Dev. Sedimentol.*, 61, pp. 1-101, Elsevier,

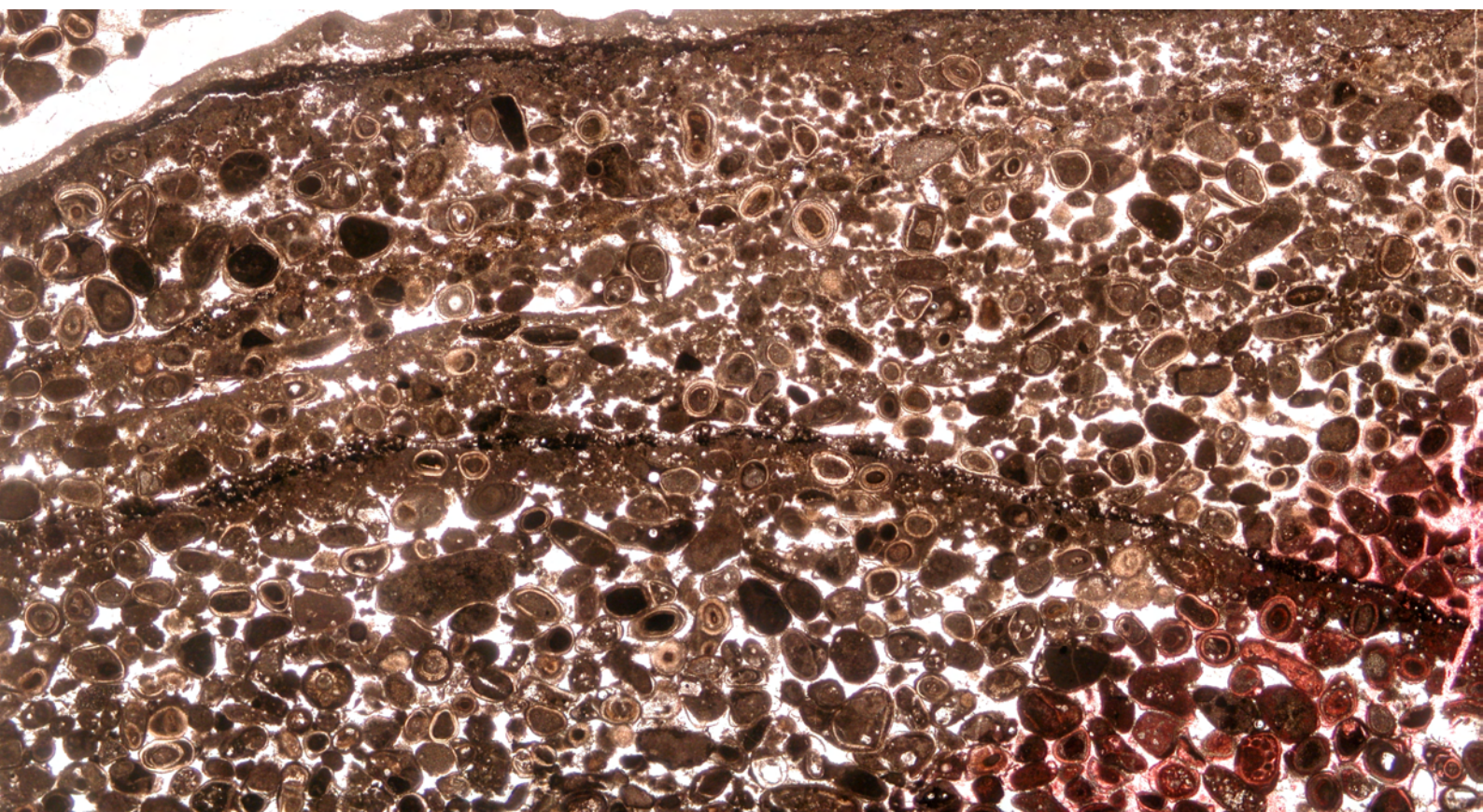
- Amsterdam.
- Ginsburg, R.N. and Hardie, L.A.** (1977) Tidal and storm deposits, northwestern Andros Island, Bahamas. In: *Tidal deposits: a casebook of recent examples and fossil counterparts* (Ed. R.N. Ginsburg), pp. 201-208. Springer-Verlag, Berlin.
- Golubic, S.** (1973) The relationship between blue-green algae and carbonate deposits. In: *The biology of blue-green algae* (Eds N.G. Carr and B.A. Whitton), pp. 434-472. Blackwell, Oxford.
- Grotzinger, J.P.** (1989) Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype. In: *Controls on carbonate platform and basin development* (Ed. P.D. Crevello), *SEPM Spec. Publ.*, 44, 79-106.
- Guimerà, J., Alonso, A. and Mas, J.R.** (1995) Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N. Spain). In: *Basin Inversion* (Eds J.G. Buchanan and P.G. Buchanan), *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 88, 433-453.
- Hagan, G.M. and Logan, B.W.** (1977) Prograding tidal-flat sequences: Hutchison Embayment, Shark Bay, Western Australia. In: *Tidal deposits: a casebook of recent examples and fossil counterparts* (Ed. R.N. Ginsburg), pp. 215-222. Springer-Verlag, Berlin.
- Halley, R.B.** (1976) Textural variation within Great Salt Lake algal mounds. In: *Stromatolites* (Ed. M.R. Walter), *Dev. Sedimentol.*, 20, pp. 435-445, Elsevier, Amsterdam.
- Hardie, L.A. and Garrett, P.** (1977) General environmental setting. In: *Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas* (Ed. L.A. Hardie), pp. 12-49. The John Hopkins University Press, Baltimore.
- Hardie, L.A. and Ginsburg, R.N.** (1977) Layering: the origin and environmental significance of lamination and thin bedding. In: *Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas* (Ed. L.A. Hardie), pp. 50-123. The John Hopkins University Press, Baltimore.
- Hawley, N.** (1981) Flume experiments on the origin of flaser bedding. *Sedimentology*, 28, 699-712.
- Horodyski, R. J.** (1976) Stromatolites of the upper siyeh Limestone (Middle Proterozoic), Belt Supergroup, Glacier National Park, Montana. *Precambrian Res.*, 3, 517-536.
- Huang, C., Hinnov, L., Fischer, A.G., Grippo, A. and Herbert, T.** (2010): Astronomical tuning of the Aptian Stage from Italian reference sections. *Geology*, 38, 899-902.
- Hudson, J.D.** (1970) Algal limestones with pseudomorphs after gypsum from the Middle Jurassic of Scotland. *Lethaia*, 3, 11-40.
- Kalkowsky, E.** (1908) Oolith und Stromatolith im norddeutschen Buntsandstein. *Z. Deut. Geol. Ges.*, 60, 68-125.
- Kempe, S. and Kazmierczak, J.** (1990) Calcium carbonate supersaturation and the formation of in situ calcified stromatolites. In: *Facets of modern biogeochemistry* (Eds V. Ittekkot, S. Kempe, W. Michaelis and A. Spitzzy), pp. 255-278. Springer, Berlin.
- King, D.T. and Chafetz H.S.** (1993) Tidal-flat to shallow-shelf deposits in the Cap Mountain Limestone Member of the Riley Formation, upper Cambrian of central Texas. *J. Sed. Petrol.*, 53, 261-273.
- Klement, K.W. and Toomey, D.F.** (1967) Role of the blue-green alga *Girvanella* in skeletal grain destruction and lime-mud formation in the Lower Ordovician of west Texas. *J. Sed. Petrol.*, 37, 1045-1051.
- Kuss, J.** (1990) Middle Jurassic calcareous algae from the circum-arabian area. *Facies*, 22, 59-86.
- Laporte, L.F.** (1977) Carbonate tidal-flat deposits of the Early Devonian Manlius Formation of New York State. In: *Tidal deposits: a casebook of recent examples and fossil counterparts* (Ed. R.N. Ginsburg), pp. 243-250. Springer-Verlag, Berlin.
- Lasemi, Y., Jahani, D., Amin-Rasouli, H. and Lasemi, Z.** (2012) Ancient carbonate tidalites. In: *Principles of Tidal Sedimentology* (Eds. R.A. Davis, Jr., R.W. Dalrymple), pp. 567-607. Springer, Dordrecht.
- Leinfelder, R.R.** (1985) Cyanophyte calcification morphotypes and depositional environments (Alenquer oncolite, Upper Kimmeridgian?, Portugal). *Facies*, 12, 253-274.
- Logan, B.W.** (1961) Cryptozoon and associate stromatolites from the Recent, Shark Bay, western Australia. *J. Geol.*, 69, 517-533.
- Logan, B.W., Rezak, R. and Ginsburg R.N.** (1964) Classification and environmental significance of algal stromatolites. *J. Geol.*, 72, 68-83.
- Macintyre, I.G., Reid, R.P. and Steneck, R.S.** (1996) Growth history of stromatolites in a Holocene fringing reef, Stocking Island, Bahamas. *J. Sed. Res.*, 66, 231-242.
- Maloof, A.C. and Grotzinger, J.P.** (2012) The Holocene shallowing-upward parasequence of north-west Andros Island, Bahamas. *Sedimentology*, 59, 1375-1407.
- Mas, J.R., Alonso, A. and Guimerà, J.** (1993) Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. España*, 6, 129-144.
- Mas, R., Benito, M.I., Arribas, J., Serrano, A., Guimerà, J., Alonso, A. and Alonso-Azcárate, J.** (2002) La Cuenca de Cameros: desde la extensión finijurásica-eocretácica a la inversión terciaria – Implicaciones en la exploración de hidrocarburos. *Zubía*, 14, 9-64.
- Mas, R., García, A., Salas, R., Meléndez, A., Alonso, A., Aurell, M., Bádenas, B., Benito, M.I., Carenas, B., García-hidalgo, J.F., Gil, J. and Segura, M.** (2004) Segunda fase de rifting: Jurásico Superior-Cretácico Inferior. In: *Geología de España* (Ed. J.A. Vera), pp. 503-510. Sociedad Geológica de España - Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Mas, R., Benito, M.I., Arribas, J., Alonso, A., Arribas, M.E., Lohmann, K.C., González-Acebrón, L., Hernán, J., Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Omodeo, S.** (2011) Evolution of an intra-plate

- rift basin: the Latest Jurassic-Early Cretaceous Cameros Basin (Northwest Iberian Ranges, North Spain). In: Post-Meeting Field trips Guidebook, 28th IAS Meeting, Zaragoza (Eds C. Arenas, L. Pomar and F. Colombo). Sociedad Geológica de España, Geoguías, 8, 117-155.
- Matyszkiewicz, J., Krajewski, M. and Kedzierski, J.** (2006) Origin and evolution of an Upper Jurassic complex of carbonate buildups from Zegarowe Rocks (Kraków-Wielun Upland, Poland). *Facies*, 52, 249-263.
- Matyszkiewicz, J., Kochman, A. and Dus, A.** (2012) influence of local sedimentary conditions on development of microbialites in the Oxfordian carbonate buildups from the southern part of the Kraków-Czestochowa Upland (South Poland). *Sed. Geol.*, 263-264, 109-132.
- McCave, I.N.** (1970) Deposition of fine-grained suspended sediment from tidal currents. *J. Geophys. Res.*, 75, 4151-4159.
- Mercedes-Martín, R., Salas, R. and Arenas, C.** (2013) Facies heterogeneity and depositional models of a Ladinian (Middle Triassic) microbial-dominated carbonate ramp system (Cataln Coastal Ranges, NE Spain). *Mar. Petrol. Geol.*, 46, 107-128.
- Merz, M.U.E.** (1992) The biology of carbonate precipitation by cyanobacteria. *Facies*, 26, 81-102.
- Merz-Preiß, M.** (2000) Calcification in cyanobacteria. In: *Microbial sediments* (Eds R.E. Riding and S.M. Awramik), pp. 50-56, Springer-Verlag, Berlin.
- Monty, C.L.V.** (1972) Recent algal stromatolitic deposits, Andros Island, Bahamas. Preliminary Report. *Geol. Rundsch.*, 61, 742-783.
- Monty, C.L.V.** (1973) Precambrian background and Phanerozoic history of stromatolitic communities, an overview. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 96, 585-624.
- Monty, C.L.V.** (1976) The origin and development of cryptalgal fabrics. In: *Stromatolites* (Ed. M.R. Walter), *Dev. Sedimentol.*, 20, pp. 193-249, Elsevier, Amsterdam.
- Monty, C.** (1977) Evolving concepts on the nature and the ecological significance of stromatolites. In: *Fossil algae: recent results and developments* (Ed. E. Flügel), pp. 15-35, Springer-Verlag, Berlin.
- Monty, C.** (1981) Spongiostromate vs. Porostromate stromatolites and oncolites. In: *Phanerozoic stromatolites: case histories* (Ed. C. Monty), pp. 1-4, Springer-Verlag, Berlin.
- Monty, C.L.V. and Hardie, L.A.** (1976) The geological significance of the freshwater blue-green algal calcareous marsh. In: *Stromatolites* (Ed. M.R. Walter), *Dev. Sedimentol.*, 20, pp. 447-477, Elsevier, Amsterdam.
- Monty, C. and Mas, J.R.** (1981) Lower Cretaceous (Wealdian) blue-green algal deposits of the province of Valencia, Eastern Spain. In: *Phanerozoic stromatolites: case histories* (Ed. C. Monty), pp. 85-120, Springer-Verlag, Berlin.
- Mutterlose, J.** (1998) The Barremian-Aptian turnover of biota in northwestern Europe: evidence from belemnites. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 144, 161-173.
- Navarrete, R., Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Soria, A.R. and Veloso, F.L.** (2013) Changing physiography of rift basins as a control on the evolution of mixed siliciclastic-carbonate back-barrier systems (Barremian Iberian Basin, Spain). *Sed. Geol.*, 289, 40-61.
- Neuhauser, K.R., Lucas, S.G., de Albuquerque, J.S., Loudon, R.J., Hayden, S.N., Kietzke, K.K., Oakes, W. and Des Marais, D.** (1987) Stromatolites of the Morrison Formation (Upper Jurassic), Union County, New Mexico: a preliminary report. *New Mexico Geological Society Guidebook* 38, 153-159.
- Nickel, E.** (1983) Environmental significance of freshwater oncoids, Eocene Guarga Formation, Southern Pyrenees, Spain. In: *Coated Grains* (Ed. T.M. Peryt), pp. 308-329. Springer-Verlag, Berlin.
- Opdyke, B.N. and Wilkinson, B.H.** (1990) Paleolatitude distribution of Phanerozoic marine ooids and cements. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 78, 135-148.
- Paul, J. and Peryt, T.M.** (2000) Kalkowsky's stromatolites revisited (Lower Triassic Buntsandstein, Harz Mountains, Germany). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 161, 435-458.
- Paul, J., Peryt, T.M. and Burne, R.V.** (2011) Kalkowsky's stromatolites and oolites (Lower Buntsandstein, Northern Germany). In: *Advances in stromatolite geobiology* (Eds J. Reitner, N.V. Quéric and G. Arp), *Lect. Notes Earth Sci.*, 131, 13-28.
- Pentecost, A.** (1978) Blue-green algae and freshwater carbonate deposits. *Proc. Roy. Soc. London B*, 200, 43-61.
- Pentecost, A. and Riding, R.** (1986) Calcification in cyanobacteria. In: *Biomining in lower plants and animals* (Eds B.S.C. Leadbeater and R. Riding), pp. 73-90, Clarendon Press, Oxford.
- Peropadre, C., Meléndez, N. and Liesa, C.L.** (2007) Heterogeneous subsidence and paleogeographic elements in an extensional setting revealed through the correlation of a storm deposit unit (Aptian, E Spain). *J. Iberian Geol.*, 33, 79-91.
- Peryt, T.M.** (1975) Significance of stromatolites for the environmental interpretation of the Buntsandstein (Lower Triassic) rocks. *Geol. Rundsch.*, 64, 143-158.
- Planavsky, N., Reid, R.P., Lyons, T.W., Myhrall, K.L. and Visscher, P.T.** (2009) Formation and diagenesis of modern marine calcified cyanobacteria. *Geobiology*, 7, 566-576.
- Platt, N.H. and Wright, V.P.** (1991) Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. In: *Lacustrine facies analysis* (Eds P. Anadón, L. Cabrera and K. Kelts), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 13, 57-74.
- Platt, N.H. and Wright, V.P.** (1992) Palustrine carbonates and the Florida Everglades: towards and exposure index for the fresh-water environment? *J. Sed. Petrol.*, 62, 1058-1071.
- Pollock, J.B.** (1918) Blue-green algae as agents in the deposition of marl in a Michigan lake. *Michigan*

- Ac. Sci. Report, 20, 247-259.
- Pratt, B.R.** (2001) Calcification of cyanobacterial filaments: Girvanella and the origin of lower Paleozoic lime mud. *Geology*, 29, 763-766.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, J.R. and Alonso, A.** (2010) Un ejemplo de llanura fluvio-deltaica influenciada por las mareas: el yacimiento de icnitas de Serrantes (Grupo Oncala, Berriasiense, Cuenca de Cameros, N. de España). *Geogaceta*, 49, 15-18.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., and Mas, J.R.** (2011) Tidal influence in Berriasian deposits from the Cameros Basin (N Spain). Paleogeographic implications. In: Abstracts, 28th IAS Meeting of Sedimentology, Zaragoza, Spain (Eds B. Bádenas, M. Aurell and A.M. Alonso-Zarza), p. 178.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., and Mas, J.R.** (2013a) Depositional depth of laminated carbonate deposits: insights from the Lower Cretaceous Valdeprado Formation (Cameros Basin, Spain). *J. Sed. Res.*, 83, 241-257.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., and Mas, J.R.** (2013b) New insights on stratigraphy and sedimentology of the Oncala Group (eastern Cameros Basin): implications for the paleogeographic reconstruction of NE Iberia at Berriasian times. *J. Iberian Geol.*, 39, 115-135. http://dx.doi.org/10.5209/rev_JIGE.2013.v39.n2.42503
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., and Mas, J.R.** (this volume) Tidal versus continental sandy-muddy flat deposits: evidence from the Oncala Group (Early Cretaceous, N Spain). In: This volume (Eds. B. Tessier and J.Y. Reynaud), Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 48.
- Rasmussen, K.A., Macintyre, I.G. and Prufert, L.** (1993) Modern stromatolite reefs fringing a brackish coastline, Chetumal Bay, Belize. *Geology*, 21, 199-202.
- Reed, D.J.** (2002) Understanding Tidal Marsh Sedimentation in the Sacramento-San Joaquin Delta, California. *J. Coastal Res.*, SI 36, 605-611.
- Reid, R.P. and Browne, K.M.** (1991) Intertidal stromatolites in a fringing Holocene reef complex, Bahamas. *Geology*, 19, 15-18.
- Reid, R.P., Macintyre, I.G., Browne, K.M., Steneck, R.S. and Miller, T.** (1995) Modern marine stromatolites in the Exuma Cays, Bahamas: uncommonly common. *Facies*, 33, 1-18.
- Reid, R.P., Visscher, P.T., Decho, A.W., Stolz, J.F., Bebout, B.M., Dupraz, C., Macintyre, I.G., Paerl, H.W., Pinckney, J.L., Prufert-Bebout, L., Steppe, T.F. and DesMarais, D.J.** (2000) The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature*, 406, 989-992.
- Reid, R.P., James, N.P., Macintyre, I.A., Dupraz, C. and Burne, R.V.** (2003) Shark Bay stromatolites: microfabrics and reinterpretation of origins. *Facies*, 49, 299-324.
- Reineck, H.E. and Singh, I.B.** (1980) Depositional sedimentary environments. 2nd edn, Springer-Verlag, Berlin, 549 pp.
- Reineck, H.E. and Wunderlich, F.** (1968) Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11, 99-104.
- Reitner, J.** (1993) Modern cryptic microbialite/ Metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia). Formation and concepts. *Facies*, 29, 3-40.
- Reitner, J.** (2011) Biofilms. In: Encyclopedia of Geobiology (Eds J. Reitner and V. Thiel), pp. 134-135, Springer, Berlin.
- Riding, R.** (1977) Skeletal stromatolites. In: Fossil algae: recent results and developments (Ed. E. Flügel), pp. 57-60, Springer-Verlag, Berlin.
- Riding, R.** (1982) Cyanophyte calcification and changes in ocean chemistry. *Nature*, 299, 814-815.
- Riding, R.** (1991a) Classification of microbial carbonates. In: Calcareous algae and stromatolites (Ed. R. Riding), pp. 21-52, Springer-Verlag, Berlin.
- Riding, R.** (1991b) Calcified cyanobacteria. In: Calcareous algae and stromatolites (Ed. R. Riding), pp. 55-87, Springer-Verlag, Berlin.
- Riding, R.** (1999) The term stromatolite: towards an essential definition. *Lethaia*, 32, 321-330.
- Riding, R.** (2000) Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology*, 47 (Suppl. 1), 179-214.
- Riding, R.** (2006) Cyanobacterial calcification, carbon dioxide concentrating mechanisms, and Proterozoic-Cambrian changes in atmospheric composition. *Geobiology*, 4, 299-316.
- Riding, R.** (2011) Microbialites, stromatolites, and thrombolites. In: Encyclopedia of Geobiology (Eds J. Reitner and V. Thiel), pp. 635-654, Springer, Berlin.
- Riding, R. and Liang, L.** (2005) Seawater chemistry control of marine limestone accumulation over the past 550 million years. *Rev.Esp. Micropaleontol.*, 37, 1-11.
- Riding, R. and Tomás, S.** (2006) Stromatolite reef crusts, Early Cretaceous, Spain: bacterial origin of in situ-precipitated peloid microspar? *Sedimentology*, 53, 23-34.
- Riding, R., Awramik, S.M., Winsborough, B.M., Griffin, K.M. and Dill, R.F.** (1991a) Bahamian giant stromatolites: microbial composition of surface mats. *Geol. Mag.*, 128, 227-234.
- Riding, R., Braga, J.C. and Martín, J.M.** (1991b) Oolite stromatolites and thrombolites, Miocene, Spain: analogues of Recent giant Bahamian examples. *Sed. Geol.*, 71, 121-127.
- Rodríguez-Martínez, M., Sánchez, F., Walliser, E.O. and Reitner, J.** (2012) An Upper Turonian fine-grained shallow marine stromatolite bed from the Muñecas Formation, Northern Iberian Ranges, Spain. *Sed. Geol.*, 263-264, 96-108.
- Rosales, I.** (1999) Controls on carbonate-platform evolution on active fault blocks: The Lower Cretaceous Castro Urdiales platform (Aptian-Albian, Northern Spain). *J. Sed. Res.*, 69, 447-465.
- Runnel, D.D.** (1969) Diagenesis, chemical sediments, and the mixing of natural waters. *J. Sed. Petrol.*, 39, 1188-1201.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C.,**

- Meléndez, A. and Alonso, A.** (2001) Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian chain). In: Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins (Eds P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson and S. Crasquin-Soleau), *Mém. Mus. Natn. Hist. nat.*, 186, 145-185.
- Schäfer, A. and Stapf, K.R.** (1978) Permian Saar-Nahe Basin and Recent Lake Constance (Germany): two environments of lacustrine algal carbonates. In: *Modern and Ancient Lake Sediments* (Eds. A. Matter and M.E. Tucker), *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.*, 2, 83-107.
- Seard, C., Camoin, G., Rouchy, J.M. and Virgone, A.** (2013) Composition, structure and evolution of a lacustrine carbonate margin dominated by microbialites: Case study from the Green River formation (Eocene; Wyoming, USA). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 381-382, 128-144.
- Smart, P.L., Dawans, J.M. and Whitaker, F.** (1988) Carbonate dissolution in a modern mixing zone. *Nature*, 335, 811-813.
- Smith, A.M. and Mason, T.R.** (1991) Pleistocene, multiple-growth, lacustrine oncoids from the Poacher's Point Formation, Etosha Pan, northern Namibia. *Sedimentology*, 38, 591-599.
- Spadafora, A., Perri, E., McKenzie, J.A. and Vasconcelos, C.** (2010) Microbial biomineralization processes forming modern Ca:Mg carbonate stromatolites. *Sedimentology*, 57, 27-40.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Mas, J.R. and Benito, M.I.** (2010) Nuevas aportaciones sobre la influencia marina y la edad de los carbonatos de la Fm Leza en el sector de Préjano (SE de La Rioja). *Cretácico Inferior, Cuenca de Cameros. Geogaceta*, 49, 7-10.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, J.R. and Omodeo-Salé, S.** (2011) Textbook example of tectonically controlled carbonate sedimentation at the active margin of a rift basin: the Leza Fm (Early Cretaceous, Cameros Basin, Spain). In: *Abstracts, 28th IAS Meeting of Sedimentology, Zaragoza, Spain* (Eds B. Bádenas, M. Aurell and A.M. Alonso-Zarza), p. 455.
- Suarez-Gonzalez, P., Martin-Closas, C., Quijada, I.E., Benito, M.I. and Mas, J.R.** (2012) Calcareous algae (dasycladales and charophytes), essential for the sedimentological interpretation of ancient water-bodies systems. The Barremian-Aptian Leza Fm, Cameros Basin, N Spain. *Abstracts, 29th IAS Meeting of Sedimentology, Schlading, Austria*, p. 467.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I. and Mas, J.R.** (2013) Eustatic versus tectonic control in an intraplate rift basin (Leza Fm, Cameros Basin). *Chronostratigraphic and paleogeographic implications for the Aptian of Iberia*. *J. Iberian Geol.*, 39, 89-114. http://dx.doi.org/10.5209/rev_JIGE.2013.v39.n2.42502
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, R., Merinero Palomares, R. and Riding, R.** (2014) Origin and significance of lamination in Lower Cretaceous stromatolites and proposal for a quantitative approach. *Sed. Geol.*, 300, 11-27.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I. and Mas, J.R.** (2015) Sedimentology of ancient coastal wetlands: Insights from a Cretaceous multifaceted depositional system. *J. Sed. Res.*, 85, 95-117.
- Surdam, R.C. and Wray, J.L.** (1976) Lacustrine stromatolites, Eocene Green River Formation, Wyoming. In: *Stromatolites* (Ed. M.R. Walter), *Dev. Sedimentol.*, 20, pp. 535-541, Elsevier, Amsterdam.
- Tewari, V.C. and Seckbach, J.** (2011) *Stromatolites: interaction of microbes with sediments*. Springer, New York, 752 pp.
- Visscher, P.T., Reid, R.P., Bebout, B.M., Hoefft, S.E., Macintyre, I.G. and Thompson, J.A.** (1998) Formation of lithified micritic laminae in modern marine stromatolites (Bahamas): The role of sulfur cycling. *Am. Mineral.*, 83, 1482-1493.
- Visscher, P.T., Reid, R.P. and Bebout, B.M.** (2000) Microscale observations of sulfate reduction: Correlation of microbial activity with lithified micritic laminae in modern marine stromatolites. *Geology*, 28, 919-922.
- Waterkeyn, A., Grillas, P., Vanschoenwinkel, B. and Brendonck, L.** (2008) Invertebrate community patterns in Mediterranean temporary wetlands along hydroperiod and salinity gradients. *Freshwater Biol.*, 53, 1808-1822.
- Whigham, D.F., Baldwin, A.H. and Barendregt, A.** (2009) Tidal freshwater wetlands. In: *Coastal Wetlands. An integrated ecosystem approach* (Eds. G.M.E. Perillo, E. Wolanski, D.R. Cahoon and M.M. Brinson), pp. 515-533. Elsevier, Amsterdam.
- Wolanski, E., Brinson, M.M., Cahoon, D.R. and Perillo G.M.E.** (2009) Coastal wetlands: A synthesis. In: *Coastal Wetlands. An integrated ecosystem approach* (Eds. G.M.E. Perillo, E. Wolanski, D.R. Cahoon and M.M. Brinson), pp. 1-62. Elsevier, Amsterdam.
- Woods, A.D.** (2013) Microbial ooids and cortoids from the Lower Triassic (Spathian) Virgin Limestone, Nevada, USA: Evidence for an Early Triassic microbial bloom in shallow depositional environments. *Global Planet. Change*, 105, 91-101.
- Zamarreño, I.** (1977) Peritidal origin of Cambrian carbonates in Northwest Spain. In: *Tidal deposits: a casebook of recent examples and fossil counterparts* (Ed. R.N. Ginsburg), pp. 289-298. Springer-Verlag, Berlin.

Capítulo 6



Capítulo 6. ESTROMATOLITOS AGLUTINANTES: UNA NUEVA MIRADA A VIEJOS CONOCIDOS

ÍNDICE

6.1 - INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS PARCIALES DEL CAPÍTULO

6.1.1 - Microfábricas y procesos de acreción

6.1.2 - Laminación

6.1.3 - Análisis cuantitativo de la laminación

6.2 - ANTECEDENTES Y CONTEXTO HISTÓRICO

6.2.1 - Descripciones históricas de la laminación estromatolítica

6.2.2 - Breve historia del origen de la laminación estromatolítica

6.2.3 - Laminación de *microbial mats* vs. laminación de estromatolitos

6.2.4 - El problema de la periodicidad

6.2.5 - El rol de los hiatos en la laminación

6.2.6 - Estudios morfométricos y enfoques cuantitativos

6.3 - RELEVANCIA E IMPLICACIONES GENERALES DE ESTE ESTUDIO

6.3.1 - Novedades aportadas por este capítulo

6.3.1.1 - Microfábricas y procesos de acreción

6.3.1.2 - Laminación

6.3.1.3 - Análisis cuantitativo de la laminación

6.3.2 - Implicaciones de los nuevos resultados de este capítulo

6.3.2.1 - Microfábricas y procesos de acreción

6.3.2.2 - Laminación

6.3.2.3 - Análisis cuantitativo de la laminación

6.4 - CONCLUSIONES PARCIALES DEL CAPÍTULO

* **ARTÍCULO:** Suarez-Gonzalez et al. (2014) Origin and significance of lamination in Lower Cretaceous stromatolites and proposal for a quantitative approach. *Sedimentary Geology* 300: 11-27.

6 - ESTROMATOLITOS AGLUTINANTES: UNA NUEVA MIRADA A VIEJOS CONOCIDOS

6.1 - INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS PARCIALES DEL CAPÍTULO

Este capítulo incluye el artículo “*Origin and significance of lamination in Lower Cretaceous stromatolites and proposal for a quantitative approach*”, publicado en el número 300 de la revista *Sedimentary Geology*. El estudio presentado en este artículo se centra en los estromatolitos aglutinantes (“*agglutinated stromatolites*” *sensu* Riding, 1991a) de la Fm Leza, formados fundamentalmente por el atrapamiento de oolitos y otras partículas carbonáticas (Fig. 4.4). A lo largo del artículo, estos estromatolitos son denominados, sin embargo, “*coarse-grained stromatolites*” (*sensu* Awramik y Riding, 1988) o “*coarse-grained carbonate stromatolites*” para aclarar que las partículas que atrapan son carbonáticas, diferenciándolos de los estromatolitos que atrapan partículas siliciclásticas¹⁸. Como el uso de ambos términos, “*agglutinated*” y “*coarse-grained*”, es hoy en día equivalente¹⁹, en castellano se utilizará la denominación “estromatolitos aglutinantes”, en vez de “estromatolitos de grano grueso” para evitar confusiones con el tamaño de grano de la escala de Wentworth (1922). El estudio de los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza de este capítulo tiene tres objetivos principales.

6.1.1 - Microfábricas y procesos de acreción

La característica más llamativa de los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza es la abundante presencia de granos atrapados en sus láminas. La interpretación más extendida del origen de este tipo de estromatolitos (muy populares por ser los únicos de gran tamaño y morfología dómico-columnar presentes hoy en día en aguas marinas) es que sus láminas se forman únicamente por atrapamiento de granos, que son cementados y micritizados durante interrupciones en la acreción (p.ej. Reid et al., 2000; Dupraz et al., 2011; 2013). Sin embargo, el estudio petrográfico detallado que presenta el artículo incluido en este capítulo revela que la composición interna de estos estromatolitos es más compleja, ya que no está únicamente compuesta por granos, lo cual implica que su formación no puede ser explicada simplemente mediante el proceso de atrapamiento y fijación de partículas. Por esta razón, el objetivo inicial de este estudio fue la descripción en detalle de las microfábricas observadas en los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza, con la finalidad de interpretar a partir de ellas los diferentes procesos de acreción que los formaron. El estudio petrográfico de las microfábricas mostró un amplio abanico de composiciones diferentes en las láminas de los estromatolitos (véase el apartado 4.2 *Microscopic features* del artículo). Este abanico puede ser resumido mediante dos composiciones extremas, a) microfábricas compuestas por granos atrapados y b) microfábricas compuestas por micrita precipitada *in situ*, más una microfábrica intermedia, que incluye las láminas compuestas por proporciones variables de granos y micrita. Esta variedad de composiciones muestra que los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza acrecieron tanto fijando los granos del medio que quedaban atrapados en los tapices microbianos de su superficie, como precipitando carbonato en estos tapices cuando no existía aporte de granos (ver apartado 5.1 *Microfabric interpretation* del artículo).

6.1.2 - Laminación

Además de estas microfábricas principales, el estudio petrográfico mostró también la existencia de costras finas de micrita densa a techo de muchas de las láminas (Figs. 8, 9, 10 del artículo). Costras similares a éstas (comúnmente denominadas “*thin micritic crusts*”; p.ej. Reid et al., 1995; Arenas y Pomar, 2010) han sido descritas ampliamente en los estromatolitos aglutinantes actuales de Bahamas y Shark Bay

18.- Ver nota 16.

19.- Ver nota 11.

(Australia), donde se les ha otorgado gran relevancia, pues son interpretadas como la causa fundamental de la laminación de estos estromatolitos (p.ej. Feldmann, 1997; Reid et al., 2000; 2003a). Esta interpretación contrasta con lo que se observa en los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza, pues en éstos la laminación visible a escala macroscópica no está relacionada con las *thin micritic crusts*, que prácticamente son sólo visibles al microscopio. Este hecho motivó el segundo objetivo del artículo: estudiar en detalle las causas de la laminación de los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza y compararlas con las interpretadas para los ejemplos actuales.

6.1.3 - Análisis cuantitativo de la laminación

Este estudio detallado de la laminación reveló que en los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza existen dos modalidades fundamentales de laminación (ver apartado 4.3 *Lamination* del artículo): una observable macroscópicamente y formada por la alternancia de láminas milimétricas de diferente composición y de diferente color, y otra apreciable sólo al microscopio y formada por la superposición de láminas milimétricas de composición similar separadas por finas costras micríticas submilimétricas. Estos dos tipos de laminación coinciden con los dos modos de laminación estromatolítica descritos por Monty (1976): laminación alternante y laminación repetitiva, respectivamente. El hecho de que la diferenciación entre ambos se deba fundamentalmente a aspectos meramente ópticos, como los espesores relativos de láminas contiguas y las diferencias de color entre éstas, sugirió la hipótesis de que ambos tipos de laminación podrían ser distinguidos mediante un método métrico y cuantificable. Las enormes implicaciones genéticas de estos dos tipos de laminación (detalladas en el apartado 5.2 *Accretion processes and lamination style: origins of lamination*) motivaron que se intentara contrastar esta hipótesis, lo que constituiría el tercer objetivo de este estudio: la propuesta de un método sencillo de análisis cuantitativo de la laminación en estromatolitos cuyos resultados tuvieran implicaciones sobre el origen y desarrollo de éstos.

6.2 - ANTECEDENTES Y CONTEXTO HISTÓRICO

6.2.1 - Descripciones históricas de la laminación estromatolítica

Ya desde su etimología y su definición original, el término estromatolito (literalmente “roca laminada”) fue acuñado por Kalkowsky (1908) haciendo hincapié en su “estructura laminada fina y más o menos plana²⁰” (p. 69). Además, Kalkowsky (1908) acuñó también el término “estromatoide” para cada una de las “finas láminas de carbonato de calcio” que superpuestas componen un estromatolito (pp. 101-102). Por lo tanto, a la hora de caracterizar las nuevas estructuras que Kalkowsky estaba bautizando, la laminación fue para él la característica más representativa. Esta elección resulta clara al observar los ejemplares del Triásico Inferior alemán que Kalkowsky estudió y los esquemas que realizó de ellos (Fig. 5.4). Pese a las numerosas controversias que han surgido después de esta definición original sobre los estromatolitos su clasificación y su origen, todas las definiciones posteriores del término “estromatolito” han mantenido la laminación como su atributo principal (véanse las recopilaciones de definiciones realizadas por Hofmann, 1969 y por Riding, 1999). Tanto es así, que a medida que se fueron describiendo otras estructuras de origen microbiano (ver apartado 4.2.1.1 de esta memoria), la laminación fue el criterio fundamental para diferenciarlas de los estromatolitos (p.ej. Aitken, 1967; Riding, 1991a; Braga et al., 1995).

Pero la laminación, como aspecto característico de los estromatolitos, ya había sido puesta de relieve incluso antes de la invención del propio término “estromatolito”. Cuando Steele (1825) hizo la primera descripción de las estructuras que más tarde se denominarían estromatolitos enfatizó que estaban “claramente compuestas por una serie de láminas sucesivas, prácticamente paralelas y perfectamente concéntricas” (p. 17). La caracterización de las láminas como concéntricas puede llamar la atención, tratándose de

20.- Traducido a partir de la traducción del alemán al inglés de Monty (1977).

estromatolitos, pero se explica porque el afloramiento que Steele (1825) examinó y describió, próximo a la localidad de Saratoga Springs, en el estado de Nueva York (EEUU), es una superficie de erosión paralela a la estratificación y, por lo tanto, muestra secciones horizontales de estromatolitos dómicos (Fig. 6.1). Steele (1825) describió con algo más de detalle la laminación de estos estromatolitos, precisando que “las láminas tienen una textura compacta, son de color azul oscuro o casi negro, y están separadas por láminas intercaladas de color más claro” (p. 18). Esta primera descripción de la laminación en estromatolitos, pese a ser simple, fue muy acertada, como demuestra el hecho de que en los 190 años siguientes la laminación de la gran mayoría de los ejemplos de estromatolitos, tanto fósiles como actuales, continúe siendo descrita como alternancia de láminas claras y láminas oscuras de espesor milimétrico o submilimétrico (p.ej. Hofmann, 1969; Monty, 1976; Semikhatov et al., 1979; Grey, 1989; Riding, 2011a).

Por lo tanto, la laminación es el rasgo definitorio fundamental de los estromatolitos, y el hecho de que ésta se suele caracterizar por un bandeo de finas láminas de colores claros y oscuros parece haber sido constante a lo largo de los 3500 millones de años no se han visto de historia de los estromatolitos (p.ej. Hofmann et al., 1999; Allwood et al., 2006). Sin embargo, esta aparente simplicidad y constancia en la descripción de la laminación estromatolítica no se cumple en lo que respecta a la interpretación de los factores que la controlan y al significado de ésta en términos de la acreción de los estromatolitos. De hecho, tras las numerosas y diversas interpretaciones dadas en los últimos 100 años a la laminación, a su origen y a su significado, todavía no se ha llegado a un modelo de consenso que explique tanto la laminación de los ejemplos fósiles como la de los actuales.

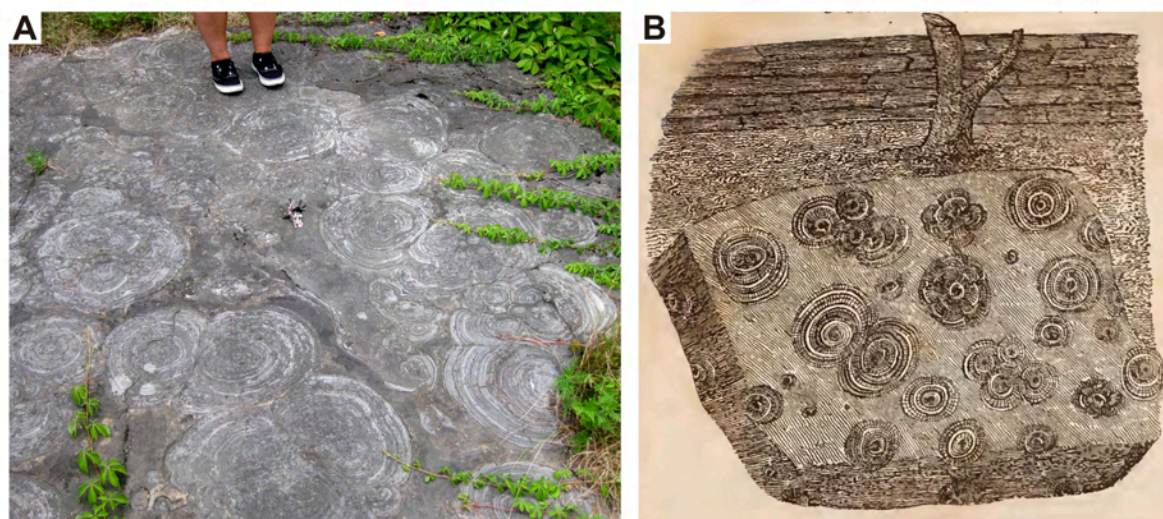


Figura 6.1: Estromatolitos cámbricos de Saratoga Springs (Nueva York, EEUU), que fueron los primeros en ser descritos (Steele, 1825). **A:** Aspecto del afloramiento original descrito por Steele (1825). Se trata del techo de una capa subhorizontal erosionada, por lo que se observan secciones horizontales de los estromatolitos dómicos, lo que explica la apariencia concéntrica. **B:** Esquema original dibujado por Steele (1825) con un tronco de árbol actual como escala. Compárese con A.

6.2.2 - Breve historia del origen de la laminación estromatolítica

Kalkowsky (1908) no se aventuró a interpretar qué procesos concretos podrían haber dado lugar a la marcada laminación de los estromatolitos, pero sí supuso que para conseguir una estructura laminada los estromatolitos debían de tener “un crecimiento periódico” (p. 117), es decir, que habrían atravesado periodos con diferente tasa de crecimiento, o periodos con diferentes procesos de crecimiento que dieran lugar a las diferentes láminas. Los progresivos avances en estudios de ejemplos actuales de estromatolitos y otras microbialitas laminadas como los oncolitos fueron aportando datos sobre las causas y la duración de los “periodos de crecimiento” intuitidos por Kalkowsky (1908). Roddy (1915) interpretó que la laminación de oncolitos y estromatolitos fluviales y lacustres era debida al desarrollo estacional de las cianobacterias que la formaban: las láminas crecían durante la primavera y el verano y el crecimiento se detenía en invierno.

Black (1933) en su estudio de los estromatolitos de Andros (Bahamas) encontró tres tipos diferentes de laminación: a) la formada por variaciones en la relación entre filamentos microbianos y granos atrapados; b) la formada por alternancia de dos tapices microbianos diferentes; y c) la formada por diferencias en el sedimento atrapado (p.ej. tamaño de grano) entre los filamentos. Cada una de los estromatolitos estudiados por Black (1933) podía mostrar uno o dos de los tipos de laminación. Además, Black (1933) se preguntó por los procesos que producían estas laminaciones y comentó: “sin duda, cada una de estas laminaciones representa una respuesta a cambios recurrentes o rítmicos en el ambiente, y es una cuestión de considerable interés estratigráfico llegar a saber qué cambios son éstos y hasta qué punto se puede considerar a estas estructuras laminadas como evidencias para reconstruir las condiciones externas en las que se formaron” (p. 176). Por lo tanto, Black (1933) se había dado cuenta ya de la necesidad de interpretar la laminación en términos de procesos de acreción y, aunque insistió en la dificultad de esta interpretación y en su imposibilidad de dar una respuesta satisfactoria y completa, sí señaló que en el caso de los estromatolitos estudiados por él los factores que más podrían influir en el desarrollo de la laminación serían dos: a) el aporte de sedimento sobre los estromatolitos; y b) el tipo de organismos del tapiz microbiano y su crecimiento, un factor que interpretó como condicionado, a su vez, por la salinidad del agua, las variaciones del nivel del agua y el propio aporte de sedimento.

Logan (1961) y Logan et al. (1964), en sus estudios de los estromatolitos aglutinantes actuales de Shark Bay (Australia) hicieron más hincapié en la morfología externa de los estromatolitos que en su laminación o en su microestructura. Aun así, Logan (1961) observó que en el caso de los estromatolitos situados en la zona supramareal inferior e intermareal superior, la fina laminación que mostraban podría ser debida a alternancia de periodos de desecación y de inundación: los periodos de exposición subaérea producían un cierto endurecimiento de la superficie de los estromatolitos, mientras que su crecimiento continuaba al ser éstos inundados de nuevo durante episodios de tormenta o durante mareas vivas. Freytet y Plaziat (1965; 1972) estudiaron estromatolitos y oncolitos fluviales y lacustres del Terciario y del Cretácico Superior del sur de Francia y del norte de España y coincidieron con Roddy (1915) en su interpretación de que la secuencia elemental de lámina clara y lámina oscura se debía a alternancia de episodios de crecimiento de las cianobacterias y episodios de interrupción del crecimiento, respectivamente. Sin embargo, ellos no precisaron la escala de estos periodos, señalando que podrían deberse tanto a influencia de la luz (día-noche), de la temperatura (verano-invierno), o de la humedad (periodos húmedos-periodos áridos).

En una de las primeras revisiones generales del conocimiento sobre los estromatolitos, Hofmann (1969) señaló que “la característica fundamental de los estromatolitos es la laminación” y que ésta solía observarse como alternancia de láminas claras y oscuras (p. 4). Sin embargo, puso de relieve que lo poco que se conocía sobre el origen de esta alternancia parecía ser contradictorio, pues Monty (1965; 1967) había descrito en ejemplos actuales de Bahamas láminas claras formadas por el crecimiento rápido del tapiz microbiano y láminas oscuras más finas formadas por atrapamiento de partículas o por precipitación mineral, mientras que Gebelein (1969) había descrito en ejemplos actuales de Bermuda el patrón opuesto, láminas gruesas formadas por atrapamiento de granos, que tenían un aspecto oscuro, y láminas más finas formadas únicamente por microbios, sin granos atrapados y, por lo tanto, con aspecto más claro. Gebelein (1969) también estudió la tasa de crecimiento de estos estromatolitos de Bermuda y concluyó que cada una de las secuencias milimétricas de lámina oscura (granos) y lámina clara (microbios) se formaba en un solo día. Doemel y Brock (1974) mostraron que la laminación producida por tapices microbianos en las fuentes termales de Yellowstone tenía también una periodicidad diurna. Sin embargo, Hofmann (1969; 1973) se mostraba escéptico respecto a la aplicación directa de este crecimiento diario a los ejemplos fósiles, y señalaba que la laminación de los estromatolitos podía deberse a diferentes ciclos diarios, mareales, mensuales, estacionales, etcétera. Lo que sí señalaba como necesario era la existencia de “un ritmo, periódico o episódico, que produjera la discontinuidad de los procesos de acreción y que resultara en el desarrollo de una estructura laminada; este ritmo puede ser astronómico, climático-meteorológico, geológico o biológico” (Hofmann, 1973, p. 345).

Monty (1976), en su artículo “*The origin and development of cryptalgal²¹ fabrics*”, realizó la primera clasificación general de la laminación de los estromatolitos, mostrando que aunque el origen de la laminación puede ser muy variado²², su resultado petrográfico es relativamente simple y semejante en ejemplos actuales y fósiles. Monty (1976) propuso la siguiente clasificación (Fig. 6.2):

- Laminación repetitiva:

- *Simple*: superposición de láminas de naturaleza y configuración similar separadas por discontinuidades físicas (Fig. 6.2A).

- *Compuesta*: superposición de grupos de láminas separados por discontinuidades físicas que determinan la laminación prominente (Fig. 6.2B); puede formarse también por la superposición de estromatolitos dómicos menores (Fig. 6.2C).

- Laminación alternante:

- *Simple*: alternancia de dos tipos de láminas texturalmente y/o mineralógicamente diferentes (Fig. 6.2D).

- *Compuesta*: alternancia de dos tipos de láminas, en la que uno o los dos tipos contienen una laminación de segundo orden (Fig. 6.2E).

- Laminación ciclotémica: sucesión de al menos tres láminas diferentes que siempre aparecen en el mismo orden y que pueden ser agrupadas en secuencias genéticas (Fig. 6.2F).

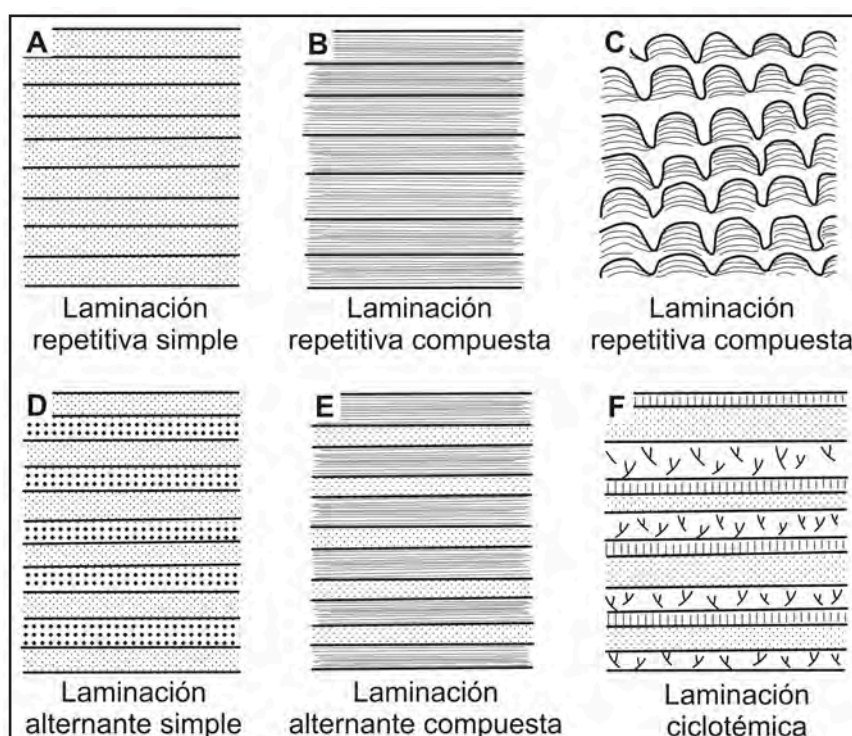


Figura 6.2: Cuadro original de Monty (1976) en el que se muestran esquemas simplificados de los tipos fundamentales de laminación estromatolítica descritos en su artículo. **A-C:** Laminación *repetitiva*. **D-E:** Laminación *alternante*. **F:** Laminación *ciclotémica*. Ver texto para descripciones detalladas de cada tipo de laminación.

21.- “*Cryptalgal*” fue un término introducido por Aitken (1967) para agrupar las estructuras microbianas laminadas (estromatolitos) y las no laminadas (trombolitos). De esta forma, las “*cryptalgal structures*” corresponderían a lo que hoy en día denominamos “microbialitas” (*sensu* Burne y Moore, 1987), y el título del exhaustivo trabajo de Monty (1976) podría traducirse como “Origen y desarrollo de las fábricas (o texturas) microbianas (o de las microbialitas)”.

22.- Para Monty (1976) esta variedad se debe a que la laminación se produce por diferentes combinaciones de varios procesos biológicos de los tapices microbianos con varios procesos ambientales. De estas combinaciones, Monty (1976) destacó doce como los procesos que más comúnmente dan lugar a la laminación. Estos procesos van desde los puramente biológicos, como la variación de la composición biótica del tapiz microbiano, hasta los más ambientales, como las variaciones en la composición química de las aguas o en el aporte granos. Además, Monty (1976) incluyó la diagénesis como un factor que podía modificar la laminación preexistente en un estromatolito, o incluso crear una laminación nueva.

Desde el punto de vista de los procesos de acreción que dan lugar a estos tipos de laminación, se aprecia que para Monty (1976) existen dos grandes formas de crear laminación en estromatolitos: a) mediante un único proceso de acreción, generando una única microfábrica, que es periódicamente interrumpido (laminación *repetitiva*); y b) mediante cambios periódicos en los procesos de acreción y, por lo tanto, en la microfábrica resultante (lo que, en función del número de procesos y de la sucesión en el tiempo de éstos puede generar laminación *alternante* o laminación *ciclotémica*). Estas dos modalidades fundamentales de laminación son las utilizadas en este capítulo, pues concuerdan con los observados en los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza (Fig. 6.3).

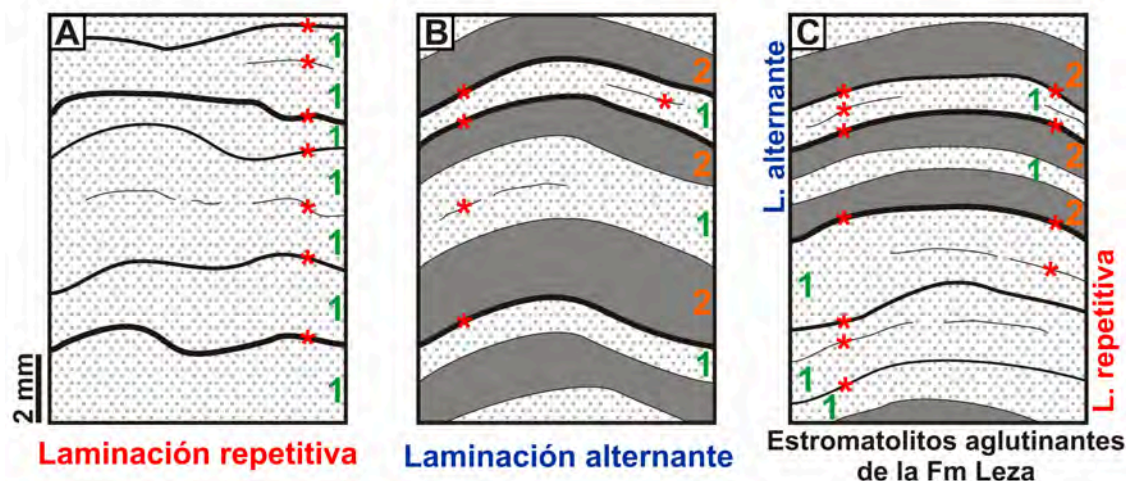


Figura 6.3: Representaciones esquemáticas de los tipos de laminación utilizados en este trabajo. Los números 1 y 2 corresponden a dos microfábricas diferentes. Los asteriscos rojos marcan finas costras micríticas. **A:** La laminación *repetitiva* está marcada únicamente por finas costras micríticas que separan láminas con la misma microfábrica. **B:** La laminación *alternante* está marcada por láminas con microfábricas diferentes que proporcionan una apariencia bandeada. La laminación *alternante* puede incluir finas costras micríticas separando láminas contiguas o dentro de una lámina, pero nótese que éstas no son las causantes principales de la apariencia bandeada de la laminación. **C:** En los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza se observan los dos tipos de laminación. Aunque a escala mesoscópica predomina la laminación *alternante* que proporciona la apariencia bandeada característica de estos estromatolitos (ver Figs. 4, 5 del artículo incluido en este capítulo), al microscopio se puede observar que hay zonas de los estromatolitos caracterizadas por laminación *repetitiva* pues presentan láminas sucesivas de la misma microfábrica separadas por finas costras micríticas.

6.2.3 - Laminación de *microbial mats* vs. laminación de estromatolitos

Los tapices microbianos muestran una clara laminación interna debida a diferencias en su composición bioquímica (p.ej. Reitner, 2011a). Esta laminación ha sido tradicionalmente considerada precursora de la laminación observada en los estromatolitos (p.ej. Awramik et al., 1976, y referencias en él). Sin embargo, Monty (1976) llamó la atención sobre el contraste que existía entre la simplicidad de los tipos de laminación observados en los estromatolitos y la gran variedad de mecanismos que pueden causarla²³. Su explicación a este contraste parte de la base de que la laminación estromatolítica resulta, en realidad, de la superposición de dos estratificaciones (Monty, 1976, pp. 245-249): a) la “estratificación en el espacio” (o “estratificación biológica instantánea”), que es la laminación observada por variaciones bioquímicas en los tapices microbianos; y b) la “estratificación en el tiempo” (o “estratificación biomineralógica histórica”), que es la superposición de láminas observada en un estromatolito. Para Monty (1976), por tanto, la laminación que caracteriza los tapices microbianos no tiene por qué corresponderse con la laminación final de un estromatolito, pues ésta última estaría afectada no sólo por las reacciones bioquímicas del tapiz microbiano, sino por otros factores, tanto contemporáneos con el desarrollo del tapiz, como posteriores. Estudios más recientes (p.ej. Golubic, 1991; Planavsky y Ginsburg, 2009; Chacón et al., 2011; Dupraz et al., 2013) parecen haber confirmado la idea de Monty (1976) de que la estratificación bioquímica de los tapices microbianos no explica por sí misma la laminación petrográfica de los estromatolitos, por lo que las teorías

23.- Ver nota 22.

sobre el origen de ésta deben tener siempre en cuenta, en mayor o menor medida, factores externos a los tapices microbianos (p.ej. Dupraz et al., 2009).

6.2.4 - El problema de la periodicidad

Gran parte de los debates sobre el origen de la laminación han girado alrededor de la periodicidad de ésta y de la cantidad de tiempo registrado en cada lámina de un estromatolito (ver apartado 6.2.2). Cloud (1942) revisó las opiniones recogidas en estudios previos, que habían interpretado periodicidades muy diversas, y concluyó, de forma bastante escéptica, que “las láminas de un estromatolito pueden representar ciclos anuales o más largos; pero también pueden ser estacionales, o pueden marcar una sucesión de tormentas, o incluso pueden ser en gran parte aleatorias” (pp. 372-373). Pannella (1976) coincide en señalar que la laminación estromatolítica puede representar diferentes ciclicidades (semidiurna, diaria o aleatoria) y propone que una identificación detallada de éstas en ejemplares fósiles puede ayudar a realizar inferencias geofísicas sobre la órbita terrestre en el pasado.

Al enfrentarse al problema de la periodicidad de la laminación, Park (1976; 1977) revisó los trabajos previos y estudió sedimentos microbianos laminados de la costa del Golfo Pérsico. Concluyó que la laminación de éstos está controlada por sucesos episódicos como tormentas (que proporcionan una lámina clara de sedimento) seguidos de largos periodos de tranquilidad (que proporcionan una lámina oscura formada por acreción de tapices microbianos). A esta irregularidad en el periodo de cada lámina Park (1976; 1977) añade el efecto de la compactación y de la diagénesis temprana, procesos que según sus observaciones son capaces de alterar completamente la laminación original en relativamente poco tiempo de enterramiento. Estos hechos llevaron a Park (1976) a coincidir con la afirmación de Cloud (1942) de que la laminación de los estromatolitos no debería ser considerado un claro indicador de una única periodicidad.

De forma similar razonaron Semikhatov et al. (1979) en su revisión sobre la morfogénesis de los estromatolitos. En este trabajo coincidían con Monty (1976) en señalar numerosos procesos, tanto biológicos como ambientales, con diferentes escalas temporales como posibles causantes de la laminación. Por lo tanto, concluyen que en diferentes tipos de estromatolitos la laminación puede formarse a diferentes periodicidades. En estromatolitos fósiles, por ejemplo, Playford et al. (1976) compararon la laminación de especímenes Devónicos con la bioestratigrafía de conodontos de los sedimentos asociados y obtuvieron unas tasas de crecimiento medias de 2 μm al año, mucho menores que las tasas de una lámina diaria observadas en ejemplos actuales (p.ej. Gebelein, 1969).

Pese a que estos trabajos no indicaban una única periodicidad predominante en los estromatolitos, en muchos estudios de estromatolitos fósiles se siguió asumiendo que el registro de la laminación es prácticamente continuo y que cada lámina estromatolítica corresponde a un día de crecimiento (p.ej. Jones, 1981; Vanyo y Awramik, 1982; Egan y Liddell, 1997; Qu et al., 2004). El estudio de Vanyo y Awramik (1982) tuvo especial repercusión pues, asumiendo una laminación diaria, realizaron interpretaciones sobre la duración de los años y de los días durante el Neoproterozoico, así como sobre la oblicuidad de la eclíptica, todo ello utilizando una única sección pulida de una muestra de mano de menos de 15x5 cm, por lo que, pese a la popularidad de sus estimaciones, han recibido también bastantes críticas (p.ej. Williams et al., 2007). En la actualidad, la interpretación más extendida es que la laminación de estromatolitos y oncolitos fósiles puede representar ciclicidades muy variadas (mensuales, estacionales, anuales o plurianuales), pero, en cualquier caso, de mayor escala que ciclicidades diarias (véase Arenas et al., en prensa, y las referencias citadas en él).

6.2.5 - El rol de los hiatos en la laminación

Frente a estos trabajos, que asumían tasas de crecimiento continuas y con periodos muy breves, las dataciones de estromatolitos actuales marinos de Shark Bay (Chivas et al., 1990; Jahnert y Collins, 2012) y Bahamas (Paull et al., 1992), fueron mostrando que aunque estos ejemplos actuales pueden llegar a formar una lámina en un día, su tasa media de crecimiento es en realidad de una lámina o menos cada década, debido a procesos de erosión y a largos periodos de no acreción, comunes en medios marinos someros con influencia mareal. Estudios microbiológicos, petrográficos y sedimentológicos de los estromatolitos de Bahamas a lo largo de los años '90 (p.ej. Reid et al., 1995; Macintyre et al., 1996; Feldmann, 1997; Visscher et al., 1998) fueron explicando esta baja tasa de acreción en los estromatolitos aglutinantes actuales al poner de relieve que la laminación de éstos es debida a periodos de acreción por atrapamiento de granos seguidos de interrupciones en la acreción durante las que se produce la alteración de los primeros milímetros de los estromatolitos, generando la micritización de los granos superiores y la precipitación de finas costras micríticas. Todos estos estudios culminaron a finales de la década con el popular trabajo de Reid et al. (2000) en el que proponían un modelo para el origen de la laminación de los estromatolitos aglutinantes de Bahamas (Fig. 6.4) basado en la superposición de tres tipos de tapices microbianos:

- *Tapiz Tipo 1*: dominado por cianobacterias filamentosas del género *Schizothrix*, que crecen aglutinando las partículas durante periodos de aporte de sedimento. Pueden llegar a tener una alta tasa de acreción, generando hasta una capa de “un grano” de espesor al día. En estos tapices no hay precipitación de carbonato (Fig. 6.4A-D).

- *Tapiz Tipo 2*: dominado por bacterias heterótrofas, tanto aeróbicas como anaeróbicas, que forman una fina biopelícula en la superficie del estromatolito al pasar unos cuantos días sin aporte de sedimento. La precipitación de carbonato es inducida en esta biopelícula por la reducción de sulfato llevada a cabo por las bacterias, lo que genera una fina costra micrítica (Fig. 6.4E₁,F₁).

- *Tapiz Tipo 3*: durante periodos más prolongados de interrupción en el aporte de granos, se desarrolla bajo la superficie del estromatolito un tapiz dominado por cianobacterias del género *Solentia*, que a través de su actividad endolítica producen la micritización de los granos y la precipitación de carbonato entre ellos (Fig. 6.4E₂,F₂).

Un estudio posterior (Bowlin et al., 2012) añadió a estos tres tipos de tapices microbianos otros tres tipos más, en los que no se produce calcificación e involucrados únicamente en el proceso de atrapamiento y fijación de granos. Por lo tanto, los últimos veinte años de investigación en los estromatolitos de Bahamas, junto con la investigación de los ejemplos análogos de Shark Bay, donde se han obtenido resultados similares (p.ej. Reid et al., 2003a; Jahnert y Collins, 2011; 2012; 2013), han producido un conocimiento muy detallado del origen de la laminación en los estromatolitos aglutinantes actuales. Esta laminación está formada por “el crecimiento iterativo de diferentes tipos de tapices microbianos” en la superficie de un estromatolito (Dupraz et al., 2011, p. 620), pero su expresión petrográfica es un ejemplo perfecto de lo que Monty (1976) definió como *laminación repetitiva*²⁴: un único proceso de acreción (atrapamiento de granos) que produce una única microfábrica (láminas de oolitos), interrumpido episódicamente por hiatos, que en los estromatolitos aglutinantes están marcados por la precipitación de una fina costra micrítica y por la micritización de los granos bajo ella (Fig. 6.5). El hecho de que la laminación de los estromatolitos aglutinantes actuales sea repetitiva explica que ésta no sea mesoscópicamente muy clara (Fig. 6.5A), como se ha descrito en numerosos trabajos (p.ej. Logan, 1961; Dravis, 1983; Dill et al., 1986; Planavsky y Ginsburg, 2009), y explica también que la clasificación de estas microbialitas haya sido problemática, por situarse entre los estromatolitos (con laminación marcada) y los trombolitos (no laminados): “*thrombolitic stromatolites*” (Aitken, 1967), “*thrombolite/stromatolite domes*” (Riding et al., 1991a), “*coarse-grained thrombolites*” (Feldmann, 1995), “*coarse agglutinated thrombolitic-stromatolites*” (Riding, 2011a).

24.- De hecho, Monty (1976, pp. 215-217) realizó una de las primeras descripciones de las finas costras micríticas y la micritización de granos formados durante hiatos en la acreción de estromatolitos aglutinantes marinos actuales, y ejemplificó su *laminación repetitiva* con estos ejemplos.

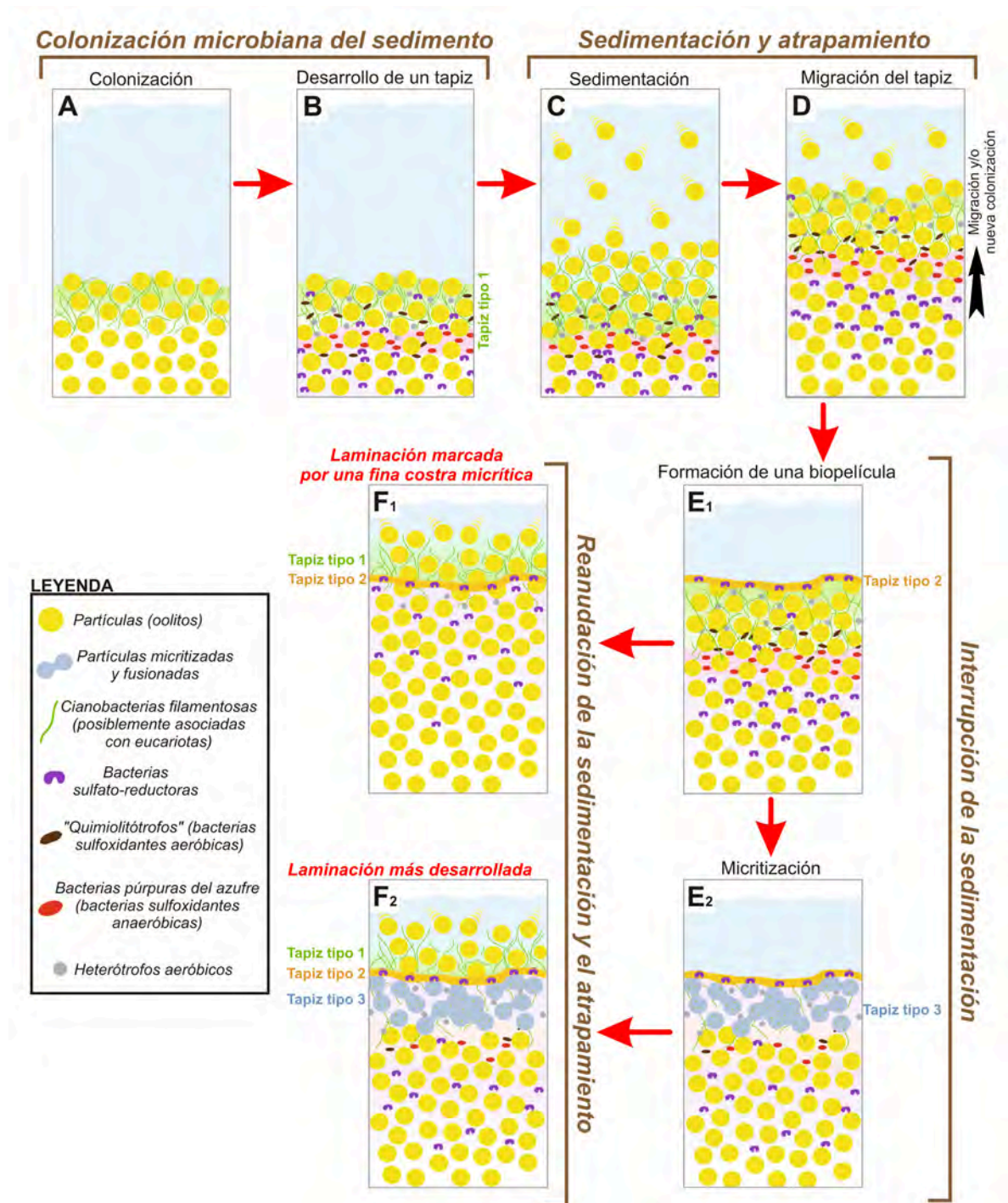


Figura 6.4: Modelo desarrollado por el equipo de Pamela Reid para explicar el origen de la laminación en los estromatolitos actuales de Bahamas (modificado y traducido de Dupraz et al., 2011). **A:** Una comunidad de cianobacterias (probablemente asociadas con eucariotas) coloniza y estabiliza el sedimento, formado por arena oolítica. **B:** Desarrollo de un tapiz microbiano complejo y estratificado (denominado *tapiz Tipo 1* y dominado por cianobacterias) en los primeros milímetros bajo la superficie del sedimento. **C:** Acreción del estromatolito por acumulación de oolitos y otras partículas carbonáticas, que quedan adheridas a la superficie del tapiz microbiano. **D:** Como resultado del aporte continuado de sedimento, el *tapiz Tipo 1* migra hacia arriba, en dirección a la superficie. Este tipo de tapiz puede soportar el enterramiento temporal bajo un considerable espesor de sedimento. En caso de que el tapiz no sobreviva al enterramiento, puede darse una nueva colonización de la superficie por cianobacterias. **E:** Durante las interrupciones en el aporte de partículas la superficie del estromatolito es colonizada por una fina biopelícula (E_1), dominada por bacterias sulfato-reductoras y denominada *tapiz Tipo 2*. Esta biopelícula se litifica rápidamente debido al metabolismo de estas bacterias que favorece la precipitación de aragonito. Si el hiato en la acreción se prolonga lo suficiente (E_2) los granos bajo la biopelícula pueden ser colonizados por cianobacterias endolíticas (*tapiz Tipo 3*) que producen la micritización de los granos y la fusión de éstos mediante la precipitación de aragonito entre ellos. **F:** Al reanudarse el aporte de partículas un *tapiz Tipo 1* vuelve a colonizar la superficie del estromatolito, atrapando y fijando los granos. De esta forma, en el caso F_1 la laminación estará marcada por una fina costra micrítica, precipitada por un *tapiz Tipo 2*, entre sucesivas láminas oolíticas, mientras que en el caso F_2 la laminación estará más desarrollada, pues bajo la fina costra micrítica habrá una lámina algo más gruesa de oolitos micritizados.

De forma similar, y también basándose en el estudio de estromatolitos marinos actuales, Seong-Joo et al. (2000) propusieron que la laminación de los estromatolitos en general podría ser explicada dentro de un modelo basado en las variaciones del equilibrio entre “*sedimentary kinetics*” y “*sedimentary stasis*” (pp. 22-23), es decir, un modelo basado en periodos de acreción del estromatolito mediante aporte de sedimento y periodos de interrupción de este aporte y, por tanto, de la acreción. Tanto este modelo como el del grupo de investigación de Bahamas (p.ej. Reid et al., 2000; Dupraz et al., 2009) explican la formación de laminación repetitiva, y proponen un mecanismo de formación bioquímico para las finas costras micríticas, que pueden ser análogos actuales de algunas microfábricas observadas en estromatolitos fósiles (p.ej. Walter, 1972; Bertrand-Sarfati, 1976; Monty y Mas, 1981; Sumner, 1997; Smith et al., 2005). Sin embargo, la propuesta de Reid et al. (2000) de que su “sencillo modelo del crecimiento de los estromatolitos marinos actuales podría ser aplicable a los estromatolitos antiguos” (p. 989) no parece ser aplicable de forma directa a estromatolitos con laminación alternante (Fig. 6.3), puesto que las láminas que marcan la laminación en los ejemplos repetitivos actuales son finas costras micríticas, producto de la interrupción de la acreción (Fig. 6.3A; 6.4), mientras que en estromatolitos con laminación alternante, se trata de láminas con un espesor mayor (Fig. 6.3B), producto de la acreción vertical de un tapiz microbiano, como es habitualmente descrito en la literatura (p.ej. Hofmann, 1969; Monty, 1976; Semikhatov et al., 1979; Grey, 1989; Riding, 2011a).

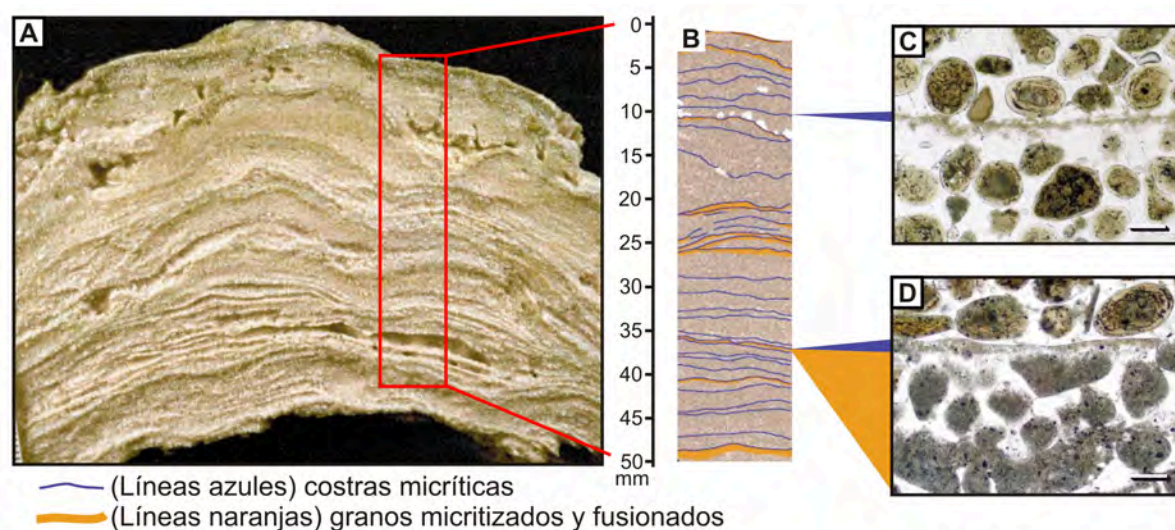


Figura 6.5: Ejemplo de laminación *repetitiva* en los estromatolitos aglutinantes actuales de Bahamas (modificado de Reid et al., 2003b). **A:** Sección de un estromatolito aglutinante de Bahamas. Nótese la textura granuda generalizada y la homogeneidad de las texturas a mesoescala (las diferencias de color corresponden fundamentalmente a sombras por la presencia de láminas más erosionadas que otras, debido a diferencias en la cementación temprana: Macintyre et al., 1996; Reid et al., 2000; 2003b). **B:** Detalle de A en el que se aprecia la presencia de una única microfábrica (granuda) en las láminas sucesivas, que están separadas por finas costras micríticas (resaltadas en azul). Localmente, bajo las finas costras micríticas hay niveles en los que los granos se encuentran micritizados y más cementados (líneas naranjas). **C:** Detalle al microscopio de una fina costra micrítica separando dos láminas con microfábrica oolítica. Barra de escala 100 μ m. **D:** Detalle al microscopio de una fina costra micrítica bajo la que se observa que la microfábrica oolítica ha sido alterada, con truncación y micritización de los granos, así como precipitación de micrita entre ellos. Barra de escala 100 μ m.

6.2.6 - Estudios morfométricos y enfoques cuantitativos

Independientemente de las interpretaciones de su origen, el carácter marcadamente geométrico de los estromatolitos ha generado tradicionalmente que su descripción y análisis se basara en una serie de elementos cuantitativos o semicuantitativos, como pueden ser la altura o el diámetro de las columnas, el espaciado entre domos, la curvatura de las láminas, etcétera (p.ej. Hofmann, 1969; Grey, 1989). Algunos de los elementos cuantificables, principalmente los macroscópicos, han sido utilizados como métodos de clasificación taxonómica (p.ej. Komar et al., 1965; Hofmann, 1969; 1977; Bertrand-Sarfati, 1972; Walter, 1972; Hofmann, 1976) o como indicadores de patrones evolutivos (p.ej. Semikhatov et al., 1979; Zhang y Hofmann, 1982; Banerjee y Chopra, 1986; Cao, 1991; Hofmann, 1994; Grotzinger y Knoll,

1999; Raaben, 2006; Bosak et al., 2013), así como para intentar discernir el origen biótico o abiótico de estromatolitos precámbricos (p.ej. Serebryakov, 1976; Grotzinger y Rothman, 1996; Wagstaff y Corsetti, 2010). Más recientemente, toda esta “estromatolitolología cuantitativa” (Hofmann, 1994) se ha empezado a realizar a través de métodos informáticos, ya sea mediante el intento de generar programas de detección automática de patrones cuantificables (p.ej. Zhang et al., 1993; Storrie-Lombardi et al., 2006), o mediante la generación de modelos que repliquen la morfología de los estromatolitos y, por lo tanto, ayuden a entender los factores que controlan su desarrollo (p.ej. Batchelor et al., 2000; Dupraz et al., 2006). Algunos de estos estudios cuantitativos han tenido en cuenta aspectos de la laminación de los estromatolitos como la morfología, la curvatura o la regularidad, pero curiosamente, un parámetro tan comúnmente medido y publicado como el espesor de las láminas ha sido raramente tenido en cuenta (ver apartado 1. *Introduction* del artículo).

6.3 - RELEVANCIA E IMPLICACIONES GENERALES DE ESTE ESTUDIO

El artículo incluido en este capítulo aborda un estudio detallado de la laminación en ejemplos fósiles de estromatolitos aglutinantes, con el objetivo de interpretar los procesos que dieron lugar a cada uno de los tipos de láminas que los conforman, así como los procesos que produjeron la sucesión temporal de estas láminas, es decir, la laminación. Por esta razón, este capítulo se encuentra plenamente inmerso en las problemáticas resumidas en el apartado anterior, que han rodeado a lo largo del tiempo la interpretación de la laminación, tanto de los estromatolitos fósiles, como de los estromatolitos aglutinantes actuales.

6.3.1 - Novedades aportadas por este capítulo

6.3.1.1 - Microfábricas y procesos de acreción

La relevancia fundamental de los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza reside en el hecho de que no son exactamente iguales a los populares ejemplos aglutinantes actuales de Bahamas y Shark Bay (ver los apartados 5.2.1 *Macroscopic lamination* y 5.2.4 *Significance of Leza coarse-grained stromatolites lamination* del artículo). Las semejanzas con los ejemplos actuales facilitan la interpretación de los fósiles y pueden aportar nuevos datos sobre aspectos poco documentados en el registro geológico. Sin embargo, como se muestra en el artículo incluido en este capítulo, las diferencias entre ambos son claves para contrastar los modelos y las generalizaciones realizadas a partir de los ejemplos actuales, así como para entenderlos mejor dentro de un contexto de mayor escala temporal.

Aparte de las diferencias macroscópicas entre los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza y los ejemplos actuales (que son mucho mayores y con morfologías columnares), la diferencia fundamental se encuentra a escala microscópica. Los estromatolitos aglutinantes actuales presentan en general una gran homogeneidad en sus microfábricas, compuestas por granos atrapados (Figs. 6.4, 6.5). Aunque se han descrito diferencias entre las microfábricas de estromatolitos de distintos ambientes, con algunos ambientes en los que se observa mayor abundancia de microfábricas micríticas (p.ej. Reid et al., 1995; 2003a; Feldmann y McKenzie, 1998; Jahnert y Collins, 2012), son raros los ejemplos en los que se puede observar alternancia de láminas de diferente microfábrica dentro del mismo estromatolito. Sin embargo, los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza están constituidos por una alternancia de láminas con predominio de granos atrapados y láminas con menor abundancia de granos y predominio de texturas micríticas *clotted* o *clotted-peloidal* (ver apartado 5.1.2 *Micrite-rich laminae* del artículo incluido en este capítulo).

Otra diferencia relevante entre los estromatolitos aglutinantes actuales y los de la Fm Leza es la presencia, no muy abundante pero significativa, de filamentos microbianos generalmente mal preservados (Fig. 6.6 de esta introducción y Fig. 7B-C del artículo). En los ejemplos actuales suelen citarse esporádicos filamentos poco calcificados de cianobacterias, situados entre los granos atrapados (p.ej. Dravis, 1983;

Reid y Browne, 1991; Reid et al., 1995; 2003a; Macintyre et al., 1996; Feldmann y McKenzie, 1998). Sin embargo, en los ejemplos de la Fm Leza, los filamentos aparecen tanto en microfábricas con granos atrapados (Fig. 6.6A-C), como en microfábricas micríticas (Fig. 6.6D-E), y localmente aparecen formando láminas independientes (Fig. 6.6F-G). Planavsky et al. (2009) estudiaron la preservación de filamentos de cianobacterias en estromatolitos aglutinantes de Bahamas y concluyeron que, aunque existe cierta calcificación temprana de los filamentos inducida por la fotosíntesis de las cianobacterias, éstos son raramente preservados porque la calcificación es débil y es fácilmente alterada, tras la muerte de las cianobacterias, debido a múltiples fases de disolución y precipitación de carbonato asociadas a la actividad de bacterias heterótrofas. Además, Planavsky et al. (2009) coinciden con autores anteriores (p.ej. Monty, 1973; Gebelein, 1976; Arp et al., 2001; Riding y Liang, 2005a) en señalar que la falta de buena preservación de la calcificación temprana de cianobacterias marinas desde el Cretácico hasta la actualidad está probablemente ligada a cambios en parámetros químicos oceánicos como la concentración de calcio o la saturación en carbonato de calcio.

Como se propone en el apartado 5.2.1 *Macroscopic lamination* del artículo, estas diferencias entre las microfábricas de los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza y de los ejemplos actuales pueden estar controladas por factores ambientales. Mientras que los estromatolitos actuales de Bahamas y Shark Bay crecen en medios puramente marinos con salinidades normales a hipersalinas (p.ej. Hagan y Logan, 1974; Hardie y Garrett, 1977; Dill et al., 1986; Bowlin et al., 2012; Jahnert y Collins, 2013), los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza se desarrollaron en zonas con influencia mareal dentro de humedales costeros con aporte tanto de agua marina como de agua dulce (Suarez-Gonzalez et al., 2015; en prensa; capítulos 3 y 5 de esta memoria). Las posibles variaciones en la composición química del agua (que pudo haber oscilado entre agua dulce, agua marina y agua hipersalina, como demuestran los pseudomorfs de evaporitas presentes en los estromatolitos, Fig. 12 del artículo) pueden haber ejercido un cierto control sobre la alternancia de microfábricas observada en los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza. Además, dentro del mismo sistema de humedales costeros de la Fm Leza, los ambientes con mayor influencia de agua meteórica desarrollaron carbonatos microbianos con filamentos calcificados muy abundantes y bien preservados (capítulos 4 y 5). Este hecho marca una diferencia clara con los estromatolitos aglutinantes del mismo sistema, pobres en filamentos y desarrollados en zonas con mayor influencia de agua marina (véase capítulo 5). Respecto a los estromatolitos aglutinantes actuales, este hecho sugiere además que la mayor preservación local de filamentos observada en los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza puede haber sido debida a episodios de mayor influencia de agua dulce, que ocurrían con toda probabilidad en el sistema costero de la Fm Leza, pero que no son habituales en los medios puramente marinos de Bahamas y Shark Bay. Además de estas variaciones hidroquímicas, las variaciones hidrodinámicas debidas a la ciclicidad de las mareas serían también un factor importante en la alternancia de láminas ricas en granos y láminas pobres en granos observada en los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza.

En resumen, la variabilidad ambiental del medio en el que se depositaron los estromatolitos estudiados en este capítulo fue probablemente la causante de que éstos presenten un desarrollo de la acreción tan complejo, marcado por diferentes procesos que, además, estaban sometidos a interrupciones episódicas que provocaban la precipitación de finas costras micríticas. De hecho, la buena preservación de los ejemplos estudiados y el detalle de la metodología de estudio permiten apreciar esta variabilidad a la escala de una única lámina estromatolítica, pudiendo reconstruir toda la historia de la acreción de ésta (Fig. 6.7). Este ejemplo de "historia de una lámina" muestra que aparte de la periodicidad que los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza pueden mostrar en la alternancia de procesos de acreción o en la sucesión de fases de acreción y fases de interrupción, estos estromatolitos pueden llegar a reflejar periodicidades de escala menor, registradas en el desarrollo de cada una de las láminas. Dada la influencia mareal evidenciada en las facies asociadas a estos estromatolitos (Suarez-Gonzalez et al., 2015; en prensa; capítulos 3 y 5 de esta memoria) y la importancia que los procesos mareales parecen tener en el desarrollo de estromatolitos aglutinantes (ver capítulo 5), las periodicidades observadas a diferentes escalas en los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza se podrían interpretar como debidas a los diversos ciclos

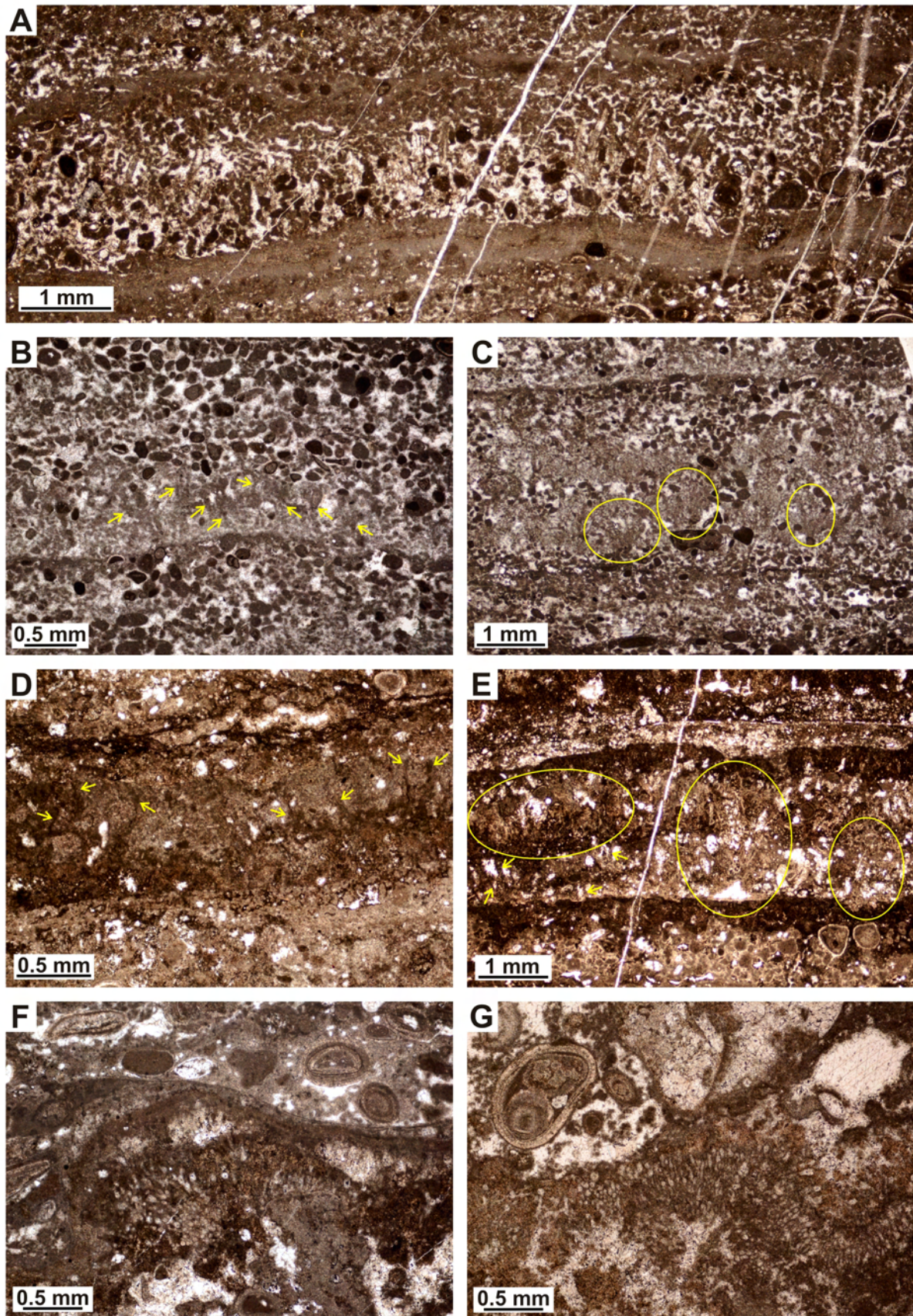


Figura 6.6: Ejemplos de los restos de filamentos microbianos poco abundantes y en general mal preservados observados en las láminas delgadas de los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza. Las flechas y círculos amarillos señalan los relictos de filamentos en algunas imágenes. Nótese que los filamentos microbianos aparecen tanto en láminas con cantidades variables de granos atrapados (A-C), como en láminas micríticas (D-G).

mareales (diarios, mensuales, anuales), aunque no se debe descartar la influencia de oleaje, tormentas y otros procesos. Sin embargo, la dificultad para asignar inequívocamente una periodicidad a la laminación es patente en la literatura referente a estromatolitos (ver apartado 6.2.4), así como en la referente a otros depósitos laminados como las tufas, cuya laminación se ha considerado tradicionalmente como más regular temporalmente, pero que también están sometidos a variaciones en las tasas de acreción y a intervalos de erosión o de hiato (p.ej. Arenas et al., 2014).

6.3.1.2 - Laminación

El estudio de los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza ha mostrado que aunque la laminación estromatolítica sea tradicionalmente descrita como una sencilla alternancia de láminas claras y oscuras de espesor milimétrico (lo cual también puede ser aplicado a los ejemplos de la Fm Leza, ver Fig. 4E del artículo), un análisis petrográfico detallado de la laminación permite obtener una visión de ésta que, si bien es mucho más compleja que una esta sencilla alternancia tradicionalmente descrita, también aporta mucha más información. Esta información hace referencia directa a los procesos de acreción de los estromatolitos, pero puede tener además implicaciones en la interpretación de los factores bióticos y ambientales que controlaron la acreción.

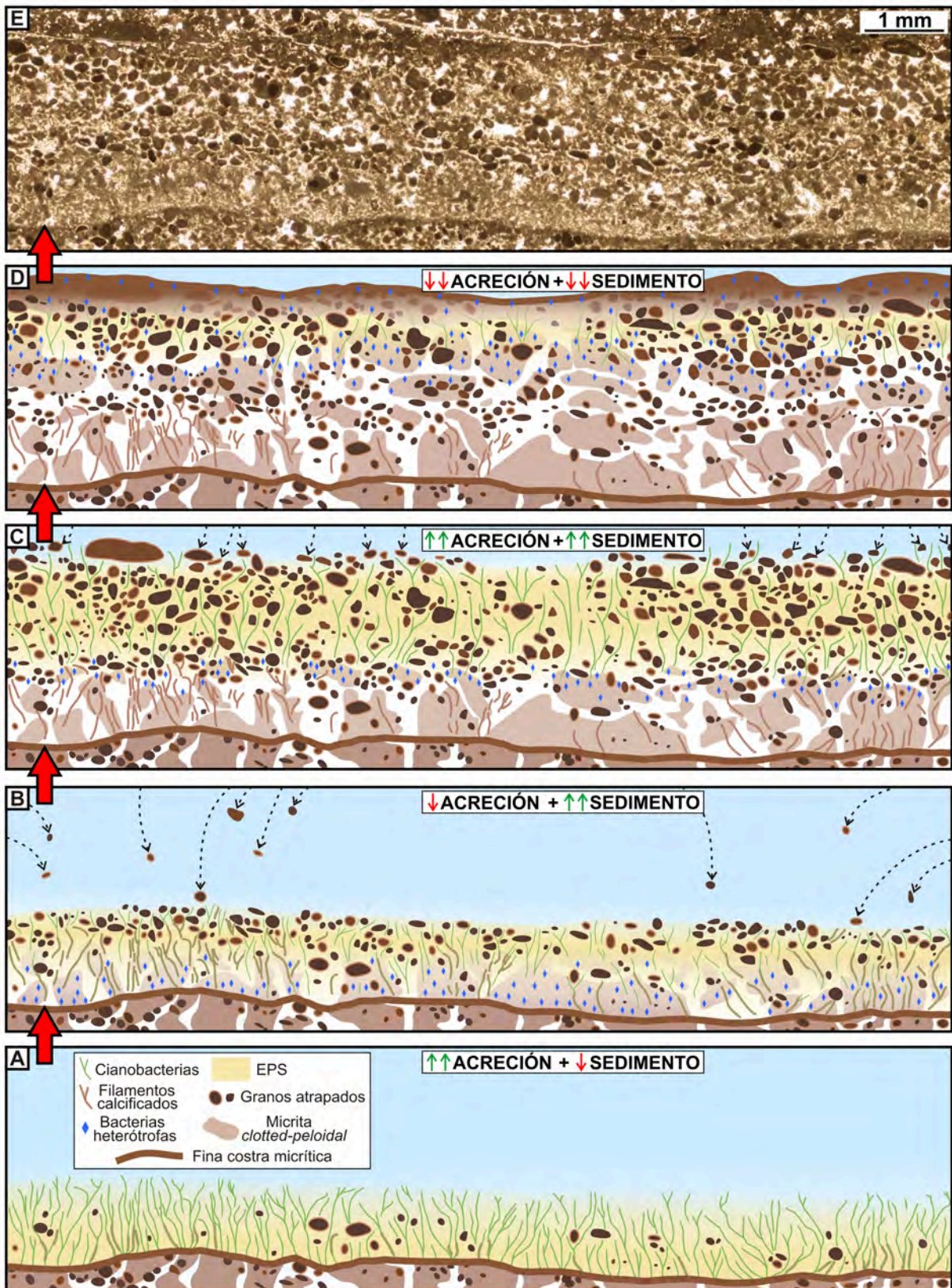
Además, la investigación plasmada en este capítulo muestra la relevancia y vigencia de la clasificación de la laminación propuesta por Monty (1976). Pese a haber sido desarrollada hace casi cuarenta años y a no haber sido apenas utilizada en estudios posteriores, esta clasificación distingue los dos modos fundamentales de acreción de los estromatolitos: mediante cambios en el proceso de acreción (lo que resulta en *laminación alternante* o *laminación ciclotémica*, si se trata de secuencias de procesos), o mediante interrupciones en el proceso de acreción (lo que resulta en *laminación repetitiva*). La aplicación de esta clasificación a los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza revela que estos dos tipos fundamentales de acreción no sólo son distinguibles petrográficamente, sino que además facilitan la interpretación de los mecanismos que subyacen a la laminación y al desarrollo estromatolítico.

Por último, la aplicación de la clasificación de Monty (1976) en este estudio también demuestra que los dos tipos fundamentales de acreción (*alternante* y *repetitiva*) pueden ocurrir en el mismo estromatolito (lo cual ya fue sugerido por Monty, 1976, al definir “laminaciones compuestas”, Fig. 6.2), y que cuando lo hacen, la laminación macroscópica del estromatolito está fundamentalmente causada por la alternancia de procesos de acreción, pues las finas costras micríticas que definen la laminación repetitiva son difícilmente observables a simple vista (Figs. 5A, 8, 9A del artículo).

6.3.1.3 - Análisis cuantitativo de la laminación

Este estudio presenta, además, una nueva metodología cuantitativa para el análisis de la laminación. La sencillez y aplicabilidad de esta metodología radican en que se basa únicamente en medir y comparar los espesores de las láminas que componen un estromatolito (ver apartado 4.4 *Quantitative lamination data* del artículo). El grosor de las láminas es un dato que se suele aportar en prácticamente todas las publicaciones sobre estromatolitos, pero éste ha sido muy raramente analizado sistemática y cuantitativamente, y sólo con la finalidad de diferenciar taxones de estromatolitos precámbricos (Komar et al., 1965; Bertrand-Sarfati, 1972; Walter, 1972; Preiss, 1973), o de calcular la duración media del desarrollo de una lámina en estudios

Figura 6.7: “Historia de una lámina”. **A-D:** Dibujos esquemáticos que representan las cuatro fases principales de acreción que se pueden interpretar en la evolución de la lámina mostrada en **E**. **A:** Fase inicial en la que sobre una fina costra micrítica desarrollada anteriormente se establece un tapiz microbiano dominado por productores primarios autótrofos (fundamentalmente cianobacterias) que acrece con bajo aporte de granos externos. **B:** Aumenta el aporte de granos, que quedan atrapados en el EPS de la parte superior del tapiz microbiano. En esta fase los productores primarios del tapiz se desarrollan verticalmente menos, o más lentamente, que en la fase anterior. La parte inferior del tapiz probablemente comienzan a predominar los microbios heterótrofos, cuyo metabolismo, al alimentarse de la materia orgánica producida por los autótrofos, favorece la precipitación de carbonato *clotted-peloidal* (p.ej. Feldmann y McKenzie, 1998; Visscher et al., 1998; Reid et al., 2000; Dupraz et al., 2009) y la preservación



de algunos relictos de los filamentos microbianos originales. **C:** Migración vertical del tapiz microbiano durante una fase de alta acreción de microbios autótrofos y de alto aporte de granos externos, que quedan atrapados en el EPS producido por éstos. Durante esta fase continúa el proceso de degradación de EPS en las partes inferiores del tapiz, favoreciendo la precipitación de carbonato. **D:** Última fase del desarrollo de la lámina, en la que cesa la acreción de ésta y el aporte de granos es prácticamente nulo. Esto produce que la degradación de la materia orgánica del tapiz por parte de microbios heterótrofos se continúa en el tiempo, lo que favorece la precipitación de una fina costra micrítica a techo de la lámina, así como la alteración y micritización de los granos situados inmediatamente por debajo de ella. **E:** La lámina real observada hoy en día bajo el microscopio, que al estar bien preservada, muestra el resultado final de todos estos procesos de acreción y de alteración temprana.

sobre datación de estromatolitos (p.ej. Jones, 1981; Paull et al., 1992; Petryshyn et al., 2012). Como el ejemplo de los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza demuestra que los tipos principales de laminación de Monty (1976) pueden ser distinguidos por el grosor relativo de sus láminas (las láminas constitutivas de la *laminación alternante* suelen tener grosores similares, mientras que las costras micríticas de la *laminación repetitiva* son mucho más finas que las láminas que separan (ver Figs. 6.2, 6.3 y comparar con Fig. 6.5), este método cuantitativo abre las puertas a la distinción relativamente sencilla de los tipos de laminación de Monty (1976) en cualquier otro ejemplo fósil o moderno, lo cual ofrecería nuevas vías de interpretación en términos de procesos de acreción.

6.3.2 - Implicaciones de los nuevos resultados de este capítulo

6.3.2.1 - Microfábricas y procesos de acreción

La variabilidad de las microfábricas estudiadas en los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza y las implicaciones de esta variabilidad en la interpretación de los procesos de acreción arrojan nueva luz sobre los modelos de acreción generados a partir de los estromatolitos aglutinantes modernos de Bahamas y Shark Bay (p.ej. Reid et al., 2000; Dupraz et al., 2011). El valor de estos modelos es innegable, sobre todo porque explican procesos microbiológicos y bioquímicos que controlan el desarrollo estromatolítico, procesos generalmente imposibles de interpretar a partir del registro fósil. Sin embargo, el estudio de los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza muestra que estos modelos, al poner el énfasis en las interrupciones de la acreción en vez de en la acreción en sí, pierden aplicabilidad en el registro fósil. Por ejemplo, al comparar los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza con estos modelos, llama la atención el hecho de que según los modelos, los estromatolitos aglutinantes sólo acrecen si hay aporte de sedimento y, por lo tanto sólo pueden generar láminas con granos (Fig. 6.4). Sin embargo, el ejemplo de la Fm Leza muestra que los tapices microbianos de la superficie de los estromatolitos acrecían con o sin aporte de sedimento, pudiendo quedar preservados en ambas opciones (Fig. 6.7): como lámina con granos, en caso de haber aporte de sedimento, o como lámina micrítica, en caso de no haberlo. Por lo tanto, aunque el desarrollo de las finas costras micríticas durante hiatos en la acreción es análogo en ambos ejemplos (y la comparación con los modelos es determinante para su interpretación), los modelos son incapaces de ejemplificar toda la complejidad del desarrollo estromatolítico en ejemplos fósiles que muestren diversidad de microfábricas y, por tanto, de procesos de acreción.

6.3.2.2 - Laminación

El estudio de la laminación de los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza es un claro ejemplo de la necesidad, en este tipo de trabajos, de correlacionar la laminación macroscópica con los aspectos microscópicos que la componen (microfábrica de las láminas, contactos entre las láminas, etcétera). Este estudio muestra que la laminación macroscópica de los estromatolitos, aparentemente simple, puede presentar una mayor complejidad al ser observada al microscopio, lo que puede aportar datos muy interesantes para la interpretación del origen y el desarrollo de los estromatolitos.

El trabajo presentado en este capítulo muestra, además, que sería importante recuperar la clasificación propuesta por Monty (1976) para el estudio de la laminación de estromatolitos, tanto fósiles como actuales. El hecho de que Reid et al. (2000) popularizaran el papel de los hiatos en la formación de laminación estromatolítica enfatiza la relevancia de la clasificación de Monty (1976), pues los modelos creados a partir de estromatolitos aglutinantes actuales explican exactamente la *laminación repetitiva* propuesta en dicha clasificación. Por lo tanto, la comparación de estos modelos con la clasificación original, muestra que podría haber muchos ejemplos de estromatolitos modernos y fósiles, caracterizados por una *laminación alternante*, que no puedan ser explicados en los términos de Reid et al. (2000).

Esta distinción es significativa porque desde que fuera puesto de relieve que las microfábricas aglutinantes de los ejemplos actuales podrían no ser buenos análogos de los estromatolitos fósiles (p.ej. Monty, 1977; Awramik y Riding, 1988), muchos estudios sobre los estromatolitos de Bahamas comenzaron a hacer hincapié en la comparación entre las finas costras micríticas observadas en ellos y las costras similares descritas en ejemplos fósiles (p.ej. Macintyre et al., 1996). Visscher et al. (1998), por ejemplo, señalaron que los estudios que, basándose en diferencias de microfábricas, desacreditan los ejemplos actuales de Bahamas como análogos de los estromatolitos fósiles, “pasan por alto la semejanza fundamental entre los estromatolitos actuales y antiguos: la laminación en ambos refleja la formación periódica de horizontes micríticos litificados” (p. 1484). De forma similar, Dupraz et al. (2011) puntualizan que “el atrapamiento y la fijación no forman un estromatolito por sí solos. El factor clave que permite el desarrollo de una estructura laminada litificada es un hiato en la acreción de sedimento y el correspondiente desarrollo y litificación de una biopelícula” (p. 620).

Más recientemente, Dupraz et al. (2013) han propuesto la hipótesis de que aunque la microfábrica de los estromatolitos aglutinantes de Bahamas no sea representativa para el registro fósil, sí lo es su laminación y los procesos que la forman. Para ello, estudian los mecanismos de acreción de estromatolitos actuales micríticos, no aglutinantes, en un lago costero hipersalino de Bahamas, con el objetivo de comparar estos mecanismos con los descritos en estromatolitos marinos aglutinantes de Bahamas. Su conclusión principal es que el origen de la laminación en ambos ejemplos es análogo, pues se debe a la superposición de tres tipos de tapices microbianos, diferentes en cada caso, pero con el mismo resultado: a) el primer tapiz produce acreción vertical; b) el segundo tapiz produce precipitación de carbonato en la superficie del primero; y c) el tercer tapiz altera la estructura ya creada del estromatolito. Por lo tanto, Dupraz et al. (2013) plantean que “existe un mecanismo ecológico general de formación de estromatolitos, en el que (i) la laminación está relacionada con la alternancia iterativa de comunidades microbianas activas en la superficie de una microbialita, y (ii) el resultado combinado de las actividades metabólicas y de los controles fisicoquímicos induce la precipitación de carbonato. (...) Este modelo permite la comparación entre diferentes microbialitas modernas (y, por extensión, sus equivalentes fósiles) pese a que presenten diferentes microfábricas” (p. 528).

El ejemplo de la Fm Leza estudiado en este capítulo sugiere que el punto (ii) del modelo de Dupraz et al. (2013) es correcto (la precipitación de carbonato es fruto de la combinación de factores metabólicos y fisicoquímicos), pero plantea problemas al punto (i). Efectivamente, es muy probable que la laminación de los estromatolitos sea debida a la sucesión de diferentes tapices microbianos en su superficie, pero esta sucesión no tiene por qué seguir exclusivamente los términos propuestos por Reid et al. (2000) y Dupraz et al. (2013): a) tapiz que acrece; b) tapiz que precipita una fina costra micrítica durante una interrupción de la acreción; y c) tapiz que altera la superficie del estromatolito. Los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza demuestran que esta sucesión de tapices genera un tipo de laminación muy característico y fácilmente reconocible, (laminación repetitiva, *sensu* Monty, 1976), pero muestran también que la laminación fundamental y con mayor visibilidad macroscópica parece estar formada por una sucesión de tapices distinta: a) un tapiz que acrece con un mecanismo determinado; b) existencia o no de un hiato en la acreción (que implicaría los términos b y c del modelo de Bahamas); c) un tapiz que acrece con un mecanismo diferente (o el mismo tapiz original pero bajo condiciones ambientales distintas); d) existencia o no de un hiato en la acreción; e) repetición del mecanismo de acreción a), o un mecanismo nuevo; y así sucesivamente. Esta sucesión de diferentes mecanismos de acreción, separados o no por interrupciones, genera una alternancia de láminas con diferentes microfábricas, lo que, en última instancia, produce el bandeo claro-oscuro característico de la laminación de los estromatolitos (laminación alternante, *sensu* Monty, 1976).

Por lo tanto, una de las implicaciones principales del trabajo presentado en este capítulo hace referencia a la representatividad de los estromatolitos aglutinantes de Bahamas respecto al registro geológico de los estromatolitos, de casi 3500 millones de años. Numerosos estudios han resaltado la falta de representatividad de los ejemplos de Bahamas en cuanto a los mecanismos de acreción y las microfábricas que éstos generan, pero los ejemplos de la Fm Leza parecen sugerir una falta de representatividad añadida, referente al tipo de laminación y a su desarrollo. Así pues, los resultados de este trabajo animan a complementar los modelos de

generación de laminación de Bahamas con otros modelos basados en ejemplos fósiles o en ejemplos actuales que no sean aglutinantes y que no presenten exclusivamente laminación repetitiva.

6.3.2.3 - Análisis cuantitativo de la laminación

Dadas las posibles implicaciones que puede tener la distinción entre laminación alternante y laminación repetitiva, no ya sólo en el estudio de un ejemplo concreto de estromatolitos, sino en los modelos generales sobre el origen y el desarrollo de los estromatolitos y en el estudio de su evolución a lo largo del registro geológico, la metodología cuantitativa presentada en este capítulo puede resultar una herramienta muy útil para futuros trabajos. Los resultados obtenidos a partir de esta metodología en el ejemplo de la Fm Leza y su aplicación a otros ejemplos de estromatolitos aglutinantes son prometedores e invitan a que el método sea contrastado en otros ejemplos.

6.4 - CONCLUSIONES PARCIALES DEL CAPÍTULO

- La Fm Leza contiene uno de los pocos ejemplos fósiles de estromatolitos aglutinantes carbonáticos (también conocidos como “estromatolitos carbonáticos de grano grueso”, *coarse-grained carbonate stromatolites*), formados fundamentalmente por atrapamiento y fijación de oolitos y otras partículas carbonáticas. Estos estromatolitos pueden considerarse análogos parciales de los populares estromatolitos actuales de Bahamas y Shark Bay (Australia). Sin embargo presentan diferencias relevantes respecto a los ejemplos actuales, fundamentalmente en lo referente a su microestructura y a la laminación.

- Mientras que los estromatolitos aglutinantes actuales están formados casi exclusivamente por láminas ricas en granos separadas entre sí por finas costras micríticas, los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza contienen tanto láminas ricas en granos, como láminas micríticas (con texturas grumosas *-clotted-* y micropeloidales *-clotted-peloidal-*), así como un amplio abanico de microestructuras con composiciones intermedias que incluyen tanto granos como micrita. Además, los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza también incluyen finas costras micríticas en el contacto entre láminas contiguas.

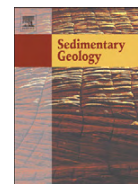
- Estas diferencias en las microestructuras de los estromatolitos aglutinantes actuales y los de la Fm Leza implican diferencias en sus procesos de acreción. El modelo utilizado para explicar el desarrollo de los estromatolitos aglutinantes actuales plantea que la acreción de éstos se debe únicamente al atrapamiento y fijación de granos por el tapiz microbiano de la superficie del estromatolito, por lo que durante momentos de ausencia de aporte de granos la acreción cesa y se produce la precipitación de una fina costra micrítica en la superficie del estromatolito. Por el contrario, la acreción de los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza se produjo tanto durante el aporte de partículas (creando láminas por atrapamiento y fijación de éstas), como durante la ausencia de aporte (creando láminas por precipitación de micrita inducida por el metabolismo microbiano).

- Por lo tanto, el modelo para el origen de los estromatolitos aglutinantes actuales de Bahamas y Shark Bay, basado en la sucesiva interrupción de un único proceso de acreción, no parece ser aplicable a los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza. Como este modelo ha sido generalmente utilizado para explicar el origen y desarrollo de los estromatolitos en general, una de las conclusiones principales de este capítulo es que la relevancia y aplicabilidad de este modelo debe ser revisada, no siendo los estromatolitos aglutinantes de Bahamas y Shark Bay análogos apropiados de todo el amplio registro geológico de los estromatolitos.

- El estudio detallado de la laminación de los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza y la comparación con otros ejemplos de estromatolitos aglutinantes carbonáticos, muestra que la laminación supone un buen registro de los diferentes modelos de acreción de estromatolitos. Se definen dos estilos fundamentales de laminación estromatolítica: *laminación alternante*, formada por alternancia de láminas con microestructuras diferentes, y *laminación repetitiva*, formada por una sucesión monótona de láminas

con la misma microestructura, separadas entre sí por finos niveles de discontinuidad. Los estromatolitos aglutinantes, tanto actuales como fósiles, están caracterizados fundamentalmente por *laminación repetitiva*, lo que refleja el predominio del atrapamiento y fijación de granos como proceso de acreción, periódicamente interrumpido por hiatos en la acreción. Sin embargo, los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza, contienen tanto *laminación repetitiva* como *laminación alternante*. Esta dualidad en la laminación refleja que los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza no acrecieron sólo mediante atrapamiento y fijación de granos, sino que también contienen láminas micríticas, alternantes con las láminas ricas en granos y formadas por otros procesos. Esta diferencia entre los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza y el resto de ejemplos puede estar causada por el sistema sedimentario de la Fm Leza, que no es un sistema marino somero (como en el resto de casos), sino un sistema de humedales costeros con influencia de condiciones marinas y también de condiciones continentales. Este sistema aportó una gran variabilidad ambiental que puede estar relacionada con la mayor variedad de procesos de acreción observada en los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza respecto a otros ejemplos de estromatolitos aglutinantes.

- Se ha realizado un análisis cuantitativo de la laminación en los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza, basado en medidas de espesores de láminas. Este análisis muestra la posibilidad de diferenciar numéricamente entre la *laminación repetitiva* (formada por finas costras micríticas mucho más finas que las láminas que separan) y la *laminación alternante* (formada por láminas de diferente composición pero con espesores similares). Dada la relación existente, en el caso de los estromatolitos aglutinantes, entre estos estilos de laminación y los procesos de acreción de éstos, el análisis cuantitativo presentado en este capítulo puede ser de gran utilidad para otros estudios sobre el origen y significado de la laminación estromatolítica.



Origin and significance of lamination in Lower Cretaceous stromatolites and proposal for a quantitative approach

Pablo Suarez-Gonzalez^{a,b,*}, I. Emma Quijada^{a,b}, M. Isabel Benito^{a,b}, Ramón Mas^{a,b}, Raúl Merinero^c, Robert Riding^d

^a Departamento de Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid, José Antonio Nováis 12, 28040 Madrid, Spain

^b Instituto de Geociencias IGEO (CSIC, UCM), José Antonio Nováis 12, 28040 Madrid, Spain

^c Departamento de Cristalografía y Mineralogía, Universidad Complutense de Madrid, José Antonio Nováis 12, 28040 Madrid, Spain

^d Department of Earth and Planetary Sciences, University of Tennessee, Knoxville, TN 37996, USA

ARTICLE INFO

Article history:

Received 28 August 2013

Received in revised form 5 November 2013

Accepted 8 November 2013

Available online 20 November 2013

Editor: Brian Jones

Keywords:

Microbialites

Agglutinated stromatolites

Accretion processes

Lamination

Coastal-wetlands

ABSTRACT

Stromatolite lamination is typically defined as alternation of dark and light laminae. Study of Lower Cretaceous stromatolites from the Leza Fm (N Spain) supports this statement, but recognises additional complexities in lamination that have implications for interpreting accretion processes. These stromatolites are partial analogues of present-day coarse-grained carbonate stromatolites in the Bahamas and Shark Bay (Australia) that mainly form by trapping and binding carbonate sand. The Leza examples contain both grain-rich and micrite-rich laminae with scarce particles, suggesting that they accreted both by trapping and not trapping grains. Lamination in modern and ancient coarse-grained stromatolites is commonly defined by thin micritic crusts that formed during interruptions in accretion and separate contiguous grainy laminae (*repetitive lamination*). Leza examples also contain these thin hiatal crusts and locally show *repetitive lamination*, but their conspicuous macroscopic lamination is defined by thicker alternating grain-rich and micrite-rich laminae (*alternating lamination*). This indicates that, although hiatuses in accretion occurred, change in accretion process was the main cause of macroscopic lamination. These differences in accretion processes and lamination styles between Leza examples and modern coarse-grained stromatolites may reflect differences in their environmental settings. Modern examples occur in shallow marine tidal environments, whereas Leza Fm coarse-grained stromatolites developed in tide-influenced water-bodies in coastal-wetlands that experienced fluctuations in water salinity and hydrochemistry. Analysis of lamina-thickness in these Cretaceous stromatolites and similar published examples provides a quantitative approach to the processes that underlie stromatolite lamination.

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Lamination is a defining feature of the microbial sediments that Kalkowsky (1908) named stromatolites. Clearly visible in examples as old as 3.5 billion years (Hofmann et al., 1999; Allwood et al., 2006), lamination distinguishes stromatolites from other microbial carbonates such as dendrolites, thrombolites and leiolites (Riding, 2011). The shape, continuity, and stacking of laminae are important in stromatolite description and classification (Hofmann, 1969, 1973; Monty, 1976; Semikhatov et al., 1979; Grey, 1989; Grotzinger and Knoll, 1999), including the definition of stromatolite morphotypes (Maslov, 1960; Vologdin, 1962; Walter, 1972; Semikhatov and Raaben, 2000). Stromatolite lamination has been examined for periodicity (e.g. Jones, 1981; Takashima and Kano, 2008; Petryshyn et al., 2012) and pattern of

arrangement (e.g. Zhang et al., 1993; Batchelor et al., 2000; Dupraz et al., 2006; Wagstaff and Corsetti, 2010; Petryshyn and Corsetti, 2011; Mata et al., 2012), but quantitative analyses of stromatolite lamina thickness are not common (e.g., Komar et al., 1965; Bertrand-Sarfati, 1972; Petryshyn et al., 2012).

Microbial mat communities can develop well-layered distributions in response to vertical physicochemical gradients (e.g., Schulz, 1936; Javor and Castenholz, 1981; Nicholson et al., 1987), but this biological stratification does not appear to be the principal precursor to the lamination that is preserved in lithified mats (Golubic, 1991). Early studies of present-day stromatolites and other laminated microbial deposits, such as oncoids, related layering to seasonal variations in growth and calcification (Roddy, 1915) and to the size of trapped grains and alternation of sediment-rich and organic-rich layers (Black, 1933). Subsequent work has supported and extended this view, and it is now widely accepted that primary lamination reflects episodic, in some cases iterative, changes in accretion variously related to variations in microbial growth and calcification, inorganic precipitation, and grain trapping (e.g., Cloud, 1942; Ginsburg and Lowenstam, 1958; Logan, 1961; Hofmann, 1973,

* Corresponding author at: Departamento de Estratigrafía, Universidad Complutense de Madrid, José Antonio Nováis 12, 28040 Madrid, Spain. Tel.: +34 913944783; fax: +34 913944808.

E-mail address: pablosuarez@geo.ucm.es (P. Suarez-Gonzalez).

1977; Doemel and Brock, 1974; Monty, 1976; Park, 1976; Semikhatov et al., 1979; Jones, 1981; Braga et al., 1995; Grotzinger and Knoll, 1999; Reid et al., 2000; Riding, 2000, 2011; Seong-Joo et al., 2000; Storrie-Lombardi and Awramik, 2006; Planavsky and Grey, 2008; Dupraz et al., 2009; Wagstaff and Corsetti, 2010; Petryshyn and Corsetti, 2011; Mata et al., 2012; Petryshyn et al., 2012).

A goal of stromatolite research is to be able to confidently discriminate between these accretion processes in order to interpret the origin of lamination. In ancient examples this effort is often hindered by poor preservation, but there is an additional complication in that lamination can also be generated by hiatuses, as observed in modern coarse-grained carbonate stromatolites (*sensu* Awramik and Riding, 1988) from Shark Bay and the Bahamas (Monty, 1976; Reid and Browne, 1991; Reid et al., 1995, 2000, 2003). This key distinction was recognised by Monty (1976) in a wide-ranging study of present-day stromatolites. He distinguished two main lamination styles: *alternating lamination*, produced by superposition of laminae of differing texture, and *repetitive lamination*, where hiatuses, marked by thin dark horizons, separate laminae of similar texture (Monty, 1976).

In this study, we examine well preserved Cretaceous stromatolites from the Leza Formation (Cameros Basin, N Spain) that exhibit both *repetitive* and *alternating lamination*. These examples mainly consist of ooids, peloids and bioclasts, together with micritic laminae. Their fabrics resemble those of well-known present-day coarse-grained carbonate stromatolites (Logan, 1961; Golubic and Hofmann, 1976; Monty, 1976; Dravis, 1983; Dill et al., 1986; Awramik and Riding, 1988; Reid and Browne, 1991; Riding et al., 1991a; Reid et al., 1995, 2000, 2003; Macintyre et al., 1996, 2000; Feldmann and McKenzie, 1998; Planavsky and Ginsburg, 2009; Dupraz et al., 2011; Jahnert and Collins, 2011, 2012, 2013). The Leza Fm contains some of the earliest

known examples of coarse-grained carbonate stromatolites, and these are unusual in exhibiting both of the lamination styles defined by Monty (1976). Co-occurrence of these contrasting lamination styles sheds light on their processes of formation. They reveal how lamination can be produced by either hiatuses in accretion or by changes in the process of accretion (i.e. trapping and binding of grains vs. in-situ calcification of microbial mats without significant grains), and how these in turn reflect environmental controls. It also draws attention to distinct differences in macroscopic appearance: repetitive lamination is much less conspicuous, and the prominent lamination that characterises Leza coarse-grained stromatolites in field occurrences and hand-specimens is dominantly alternating lamination. We develop a metrical methodology to quantitatively describe and distinguish these lamination styles, which could be applied in other studies of ancient and present-day stromatolites.

2. Geologic setting

The stromatolites studied here belong to the Lower Cretaceous Leza Formation in the Cameros Basin, the northernmost basin of the Mesozoic Iberian Rift System (Mas et al., 2002b) (Fig. 1). The Cameros Basin developed during Tithonian (latest Jurassic) to Albian (late Early Cretaceous) times, and records up to 6000 m of continental and transitional sediments (Alonso and Mas, 1993; Quijada et al., 2010, 2013a, 2013b; Suarez-Gonzalez et al., 2010, 2013, in press). The upper Barremian–lower Aptian Leza Fm was deposited in a series of small fault-bounded depressions on the northern margin of the basin (Fig. 2) (Suarez-Gonzalez et al., 2013, in press). It consists of up to 280 m of carbonates with variable siliciclastic input (Suarez-Gonzalez et al., 2010, 2013, in press). The depositional setting of the Leza Fm has been interpreted as a system of coastal-wetlands formed by broad and relatively vegetated

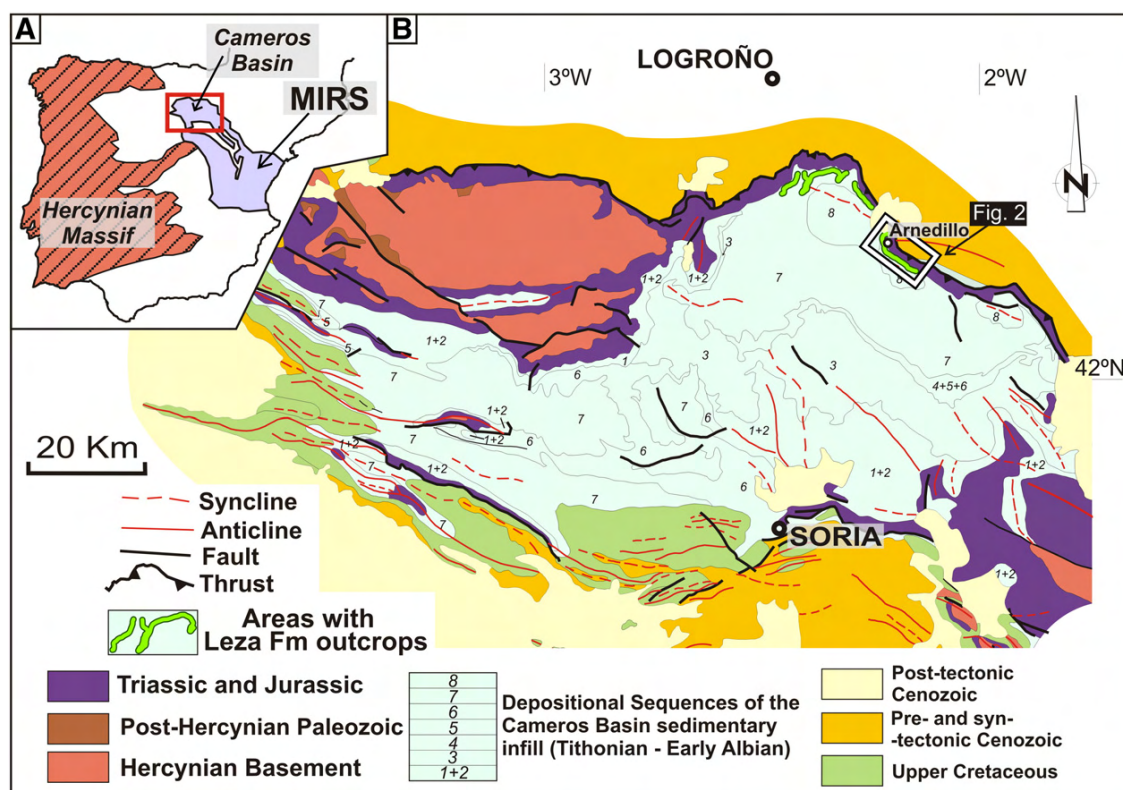


Fig. 1. A: Location of the Mesozoic Iberian Rift System (MIRS) and the Cameros Basin in the Iberian Peninsula. B: Geological map of the Cameros Basin. Outcrops of the Leza Fm are outlined in green and a rectangle shows the location of the eastern outcrops of the Leza Fm, mapped in Fig. 2. Modified after Mas et al. (2002a).

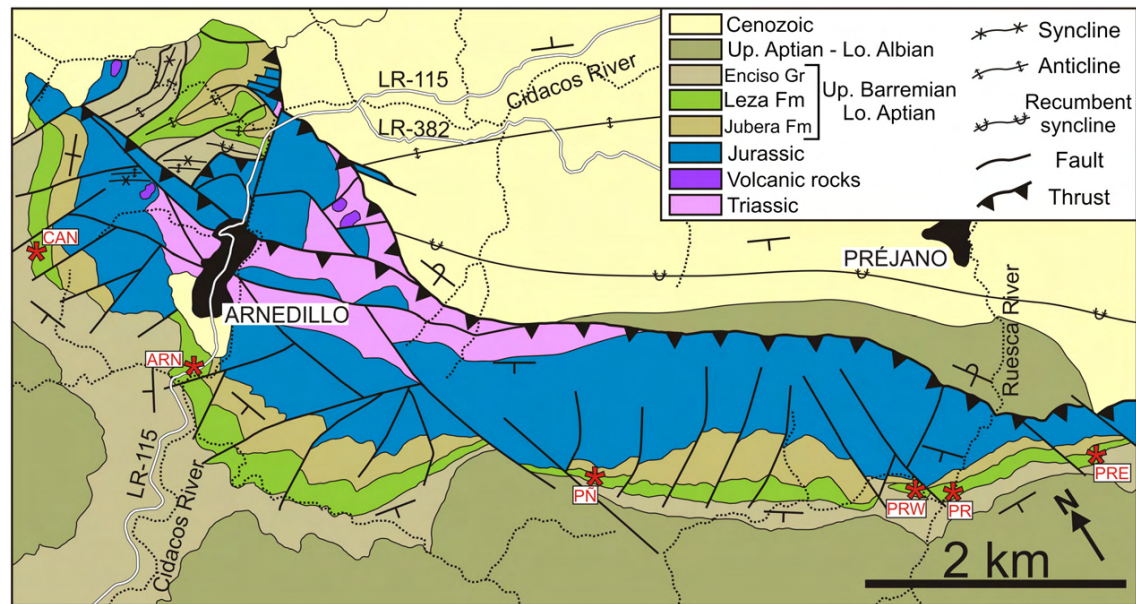


Fig. 2. Geological map of the eastern outcrops of the Leza Fm and adjacent units (see Fig. 1B for location). Asterisks mark localities where coarse-grained carbonate stromatolites of the Leza Fm have been observed and sampled. CAN: Canteras. ARN: Arnedillo. PN: Peñalmonite. PRW: West Préjano. PR: Préjano. PRE: East Préjano.

plains with shallow water-bodies, which had influence of both freshwater and seawater (Suarez-Gonzalez et al., 2013, in press). Leza coarse-grained stromatolites have only been observed in the eastern area of this system (Figs. 1B, 2), where four facies associations can be distinguished (Fig. 3; Suarez-Gonzalez et al., 2013): *clastic facies*, interpreted as alluvial sandstones and conglomerates, laterally related to the water-bodies of the coastal-wetlands; *black limestones facies*, deposited in water-bodies influenced by freshwater and/or seawater, as shown by the presence of both continental (charophytes, terrestrial vertebrates) and marine (dasyclad algae) fossils; *oolite-stromatolite facies*, deposited in tide-influenced water-bodies dominated by seawater (with ostracodes and miliolid foraminifers); *evaporite-dolomite facies*, deposited in relatively restricted water-bodies dominated by seawater, with high salinity and probably local tidal influence.

Leza coarse-grained stromatolites occur in the *oolite-stromatolite facies association*, which mainly consists of cross-bedded grainstones (Fig. 4) with flaser, wavy, and lenticular bedding (Suarez-Gonzalez et al., in press). Stromatolites pass laterally into, and are interbedded with, the grainstones (Fig. 4). These grainstones are medium-coarse grained carbonate sand (mean ~0.5 mm) (Fig. 4B, D) composed of ooids, peloids, intraclasts and bioclasts (ostracodes, miliolid foraminifers). These fossils are abundant, but show very low diversity. Ooid nuclei are generally peloids, intraclasts and quartz grains, but can also be bioclasts (ostracodes, dasyclads, charophytes). Flat pebble breccias formed by micritic intraclasts and stromatolite fragments are common in the *oolite-stromatolite facies*, closely associated with the stromatolites (Fig. 4C). This facies association is interpreted as tide-influenced water-bodies seaward of the Leza coastal-wetlands (Suarez-Gonzalez et al., 2013, in press). Given the general paralic setting, freshwater input is a likely cause of the low diversity of marine fauna (Suarez-Gonzalez et al., in press). However, local pseudomorphs after evaporites (see Sections 4.2.5 and 5.1.4, below) indicate that hypersaline conditions also occurred.

3. Methods

In the eastern outcrops of the Leza Fm (Figs. 1B, 2), 26 horizons of coarse-grained stromatolites were observed along 6 measured stratigraphic sections (Fig. 2). A total of 29 stromatolite samples were

examined in polished hand specimens and in corresponding thin-sections prepared perpendicular to the lamination, that were partially stained with Alizarin Red S and potassium ferricyanide (Dickson, 1966), to distinguish calcite and dolomite. Thin-sections were compared with their corresponding hand specimens in order to relate the macroscopic lamination to accretion processes, interpreted by petrographic study.

Quantitative analysis of lamination was based on lamina thickness, using 14 representative thin-sections of Leza coarse-grained stromatolites. Laminae were characterised by microfabric under the microscope (see Section 4.2, below), and 12 to 15 lamina-thickness values were measured in each thin-section using an ocular micrometer. A total of 192 lamina measurements were obtained. This metric approach was inspired by methods applied to Proterozoic stromatolites by Komar et al. (1965), Bertrand-Sarfati (1972), Walter (1972), and Preiss (1973), in which the relative thicknesses of dark and light laminae were used to characterise different stromatolite taxa (see Sections 4.4 and 5.3, below). We also applied this methodology used in Leza coarse-grained stromatolites to published examples of coarse-grained stromatolites. Data management and analysis were performed using the free software R 2.15.2 (R Development Core Team, 2012).

4. Stromatolite description

4.1. Macroscopic features

Leza coarse-grained stromatolites are interbedded with and pass laterally into ooid grainstones (Fig. 4), forming beds up to 40 cm thick that extend laterally for up to 100 m. Their morphologies range from laterally linked domes 70 cm across and 40 cm high (Fig. 4A) to stratiform deposits with elevated areas (Fig. 4C, E). They show distinct macroscopic lamination (Fig. 4C, D, E) formed by darker and lighter laminae, 0.5–4 mm thick. The laminae have gradational to sharp contacts with generally smooth surfaces and a high degree of inheritance (Fig. 5A).

4.2. Microscopic features

When observed under the microscope, laminae of Leza coarse-grained stromatolites contain a variety of textural components, creating

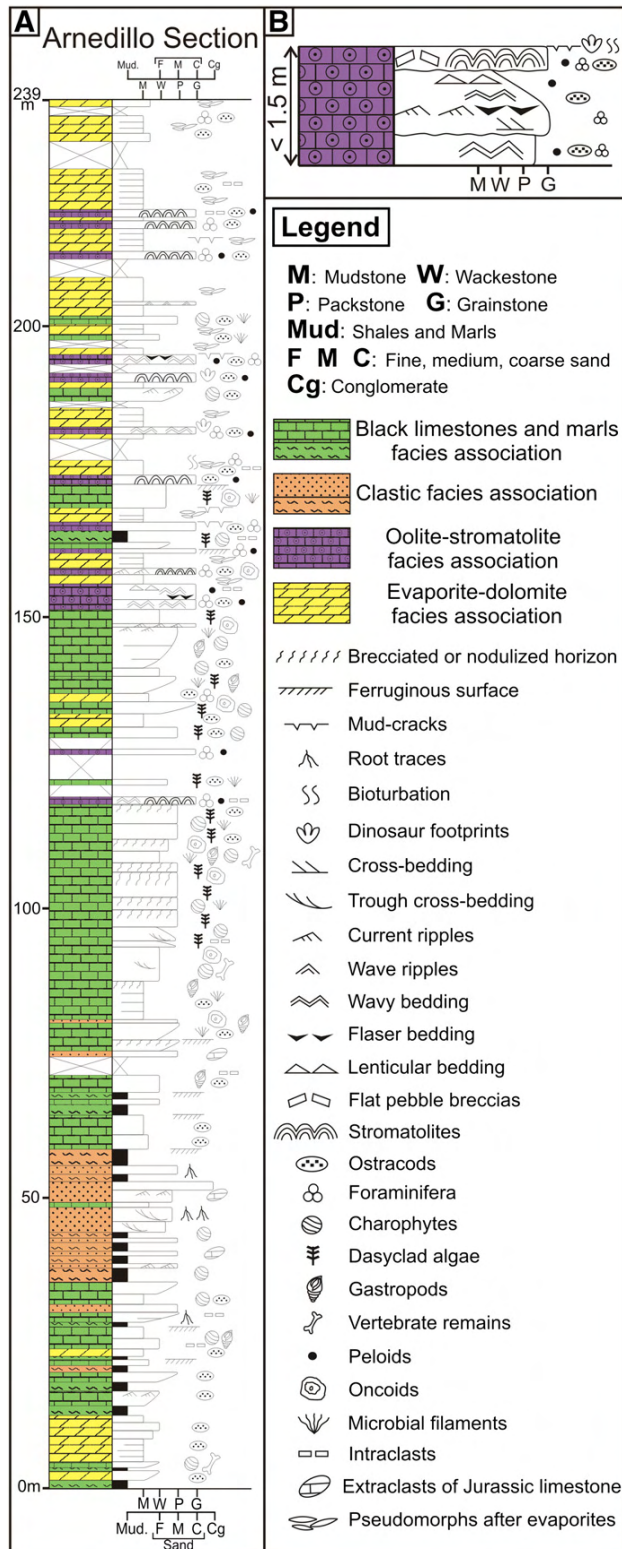


Fig. 3. A: Simplified log of the Arnedillo section, which is representative of the facies and their vertical distribution in the eastern outcrops of the Leza Fm. B: Facies sequence of the oolite-stromatolite facies association, which contains the stromatolites studied here.

different microfabrics (Fig. 5). The mineralogy is generally calcite, but partial dolomitisation of ooids and micritic matrix is observed. In addition to ooids and other sand-size carbonate grains (peloids, intraclasts and bioclasts), which are common (Figs. 5–12), micrite is also present, together with rare calcified filaments and pseudomorphs after evaporites. Various combinations and proportions of these components produce the variety of laminae in Leza coarse-grained stromatolites.

4.2.1. Grainy laminae

Grainy laminae are formed almost exclusively by medium-coarse grained carbonate sand (Figs. 5B, 6): ooids (typically superficial ooids, *sensu* Carozzi, 1957), peloids, bioclasts (ostracodes, foraminifers), micritic intraclasts and rare quartz grains (Figs. 5B, 6). Identical grain types occur in the oolitic grainstones surrounding the stromatolites. Ooid nuclei are generally peloids and micritic intraclasts, and less commonly quartz grains and fragments of ostracodes, dasyclads and charophytes. Composite ooids occur occasionally (Fig. 6B). Grain-size in the stromatolites ranges 100–800 μm (mean $\sim 350 \mu\text{m}$), and is finer than in the surrounding sediment (mean $\sim 500 \mu\text{m}$). Intergranular space is filled by sparite cement and/or clotted-peloidal micrite (Figs. 5B, 6). Laminae are up to 3 mm thick and generally smooth, forming horizontal to steeply dipping (up to 90°) layers on the tops and flanks of stromatolite domes, respectively. Macroscopically, they appear generally continuous, but often pinch or disappear laterally in thin section.

4.2.2. Micritic laminae

Micritic laminae are common in Leza coarse-grained stromatolites (Figs. 5C, 6B, 7). They are mainly formed by clotted and clotted-peloidal fabrics, and less commonly dense fabric, and contain very few scattered carbonate grains (Figs. 5C, 6B, 7A). Clotted fabric is composed of irregular micrite clots, 30–200 μm across, separated by irregularly shaped fenestrae filled with microsparite or sparite cement (Fig. 7A). Clotted-peloidal fabric is composed of peloids, 20–80 μm across, and scarcer micrite clots (Fig. 5C). Peloids are surrounded by microsparite cement and are typically concentrated in areas 0.1–1.5 mm across, which may be separated by irregularly shaped fenestrae (Figs. 5C, 6B). Dense micrite is less common (Fig. 7C). *Micritic laminae* of Leza coarse-grained stromatolites are generally thinner (<2 mm) and more irregular than *grainy laminae*, locally even developing micro-domes (Fig. 7A). Lateral pinching is common. As in the case of *grainy laminae*, *micritic laminae* occur in both flat and domal areas of the stromatolites, with varied dip angles.

4.2.3. Mixed laminae

Grainy and *micritic laminae* form a series ranging from purely grainy to wholly micritic, but with most laminae of the Leza coarse-grained stromatolites being mixtures with different proportions of both carbonate grains and micrite, here termed *mixed laminae* (Figs. 8, 9). When observed in detail, subtle and gradual changes between micritic and grainy microfabrics can be observed in some *mixed laminae* (Fig. 9A). Nonetheless, it remains useful to distinguish *grain-dominated mixed laminae* (with abundant subordinate intergranular micrite, Figs. 7B, 8) and *micrite-dominated mixed laminae* (micritic laminae with locally abundant grains, typically concentrated in isolated pockets, Figs. 7C, 8). Very occasionally, *mixed laminae* also contain poorly preserved calcified filaments (Fig. 7B, C). These lack a well-defined calcified sheath and instead occur as elongated clusters of clotted-peloidal micrite (Fig. 7B) or thin micritic rims perpendicular to lamination (Fig. 7C). *Mixed laminae* are smooth, laterally quite continuous, and generally 1–4 mm thick; but laminae up to 6 mm are also present. *Mixed laminae* exhibit varied dip angles, both in flat and flank areas of domes.

4.2.4. Thin micritic crusts

Dark *thin micritic crusts*, 25–500 μm in thickness (average 140 μm), overlie laminae of differing microfabric composition. They typically

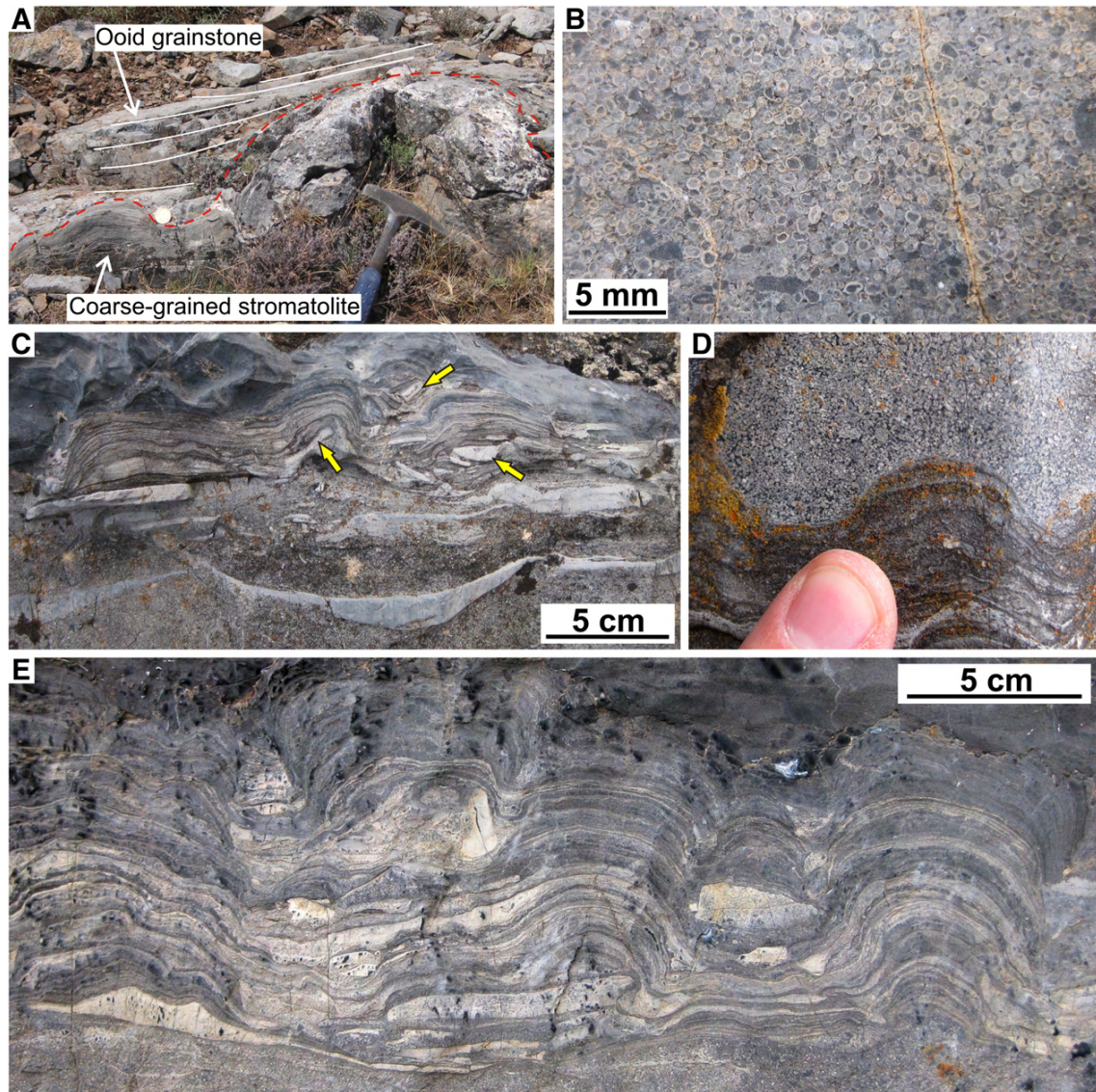


Fig. 4. Field photographs of the Leza Fm oolite–stromatolite facies association. A: Vertical and lateral relationship between ooid grainstone beds and relatively large domal coarse-grained stromatolites. Canteras section. B: Close-up view of the ooid grainstones. Canteras section. C: Stromatolite horizon developed on top of a rippled grainstone bed. Arrows point to flat-pebbles associated with the stromatolite. Prêjano section. D: Contact between coarse-grained stromatolite (below) and ooid grainstone (above). Prêjano section. E: Stromatolite horizon showing laterally-linked domes and stratiform morphologies displaying the characteristic lamination of Leza coarse-grained stromatolites. Prêjano section.

overlie *grainy laminae* or *grain-dominated mixed laminae*, and less commonly *micritic laminae* or *micrite-dominated mixed laminae* (Figs. 9, 10, 11). They are composed of micrite that is either dense, clotted or clotted-peloidal. They differ from *micritic laminae* in not forming thick laminae, and in only occurring superposed on other, and thicker, laminae. They characteristically show diffuse and irregular lower surfaces and sharp upper surfaces (Figs. 9, 10, 11). Although *thin micritic crusts* are common in Leza coarse-grained stromatolites, they are macroscopically inconspicuous and are only clearly noticeable under the microscope (compare Fig. 5A with Figs. 8, 9A). *Thin micritic crusts* are varied and complex: less developed crusts are typically very thin (~100 μm) and form a thin micritic film gradually passing downwards into clotted-peloidal micrite (Figs. 9D, 10A). More developed crusts are generally thicker (~500 μm) and involve the micritisation and fusion of carbonate grains underlying the crust (Figs. 9D, 10B, 11). Small crystals of pyrite, <20 μm , can form thin levels, commonly near the upper surface of the crust (Figs. 7C, 9E).

4.2.5. Evaporite laminae

These are very minor components of the Leza coarse-grained stromatolites and have only been observed in four samples. They are formed by contiguous aggregates of calcite, dolomite and quartz pseudomorphs after sulphates (Fig. 12). Aggregates are up to 6 mm across, they deform the adjacent laminae (Fig. 12A), and incorporate primary components such as ooids and micrite clots (Fig. 12B). Individual pseudomorphs are 0.2–1.5 mm long (Fig. 12) and display lenticular and tabular habits (Fig. 12B), characteristic of gypsum and anhydrite, respectively (e.g., Warren, 2006 and references therein).

4.3. Lamination

In outcrop and hand-specimens, Leza coarse-grained stromatolites are well-laminated (Fig. 3). To relate this characteristic lamination to the stromatolite microfabrics, we compared polished hand specimens with thin-sections of the same samples (Figs. 5, 8, 9). In addition to

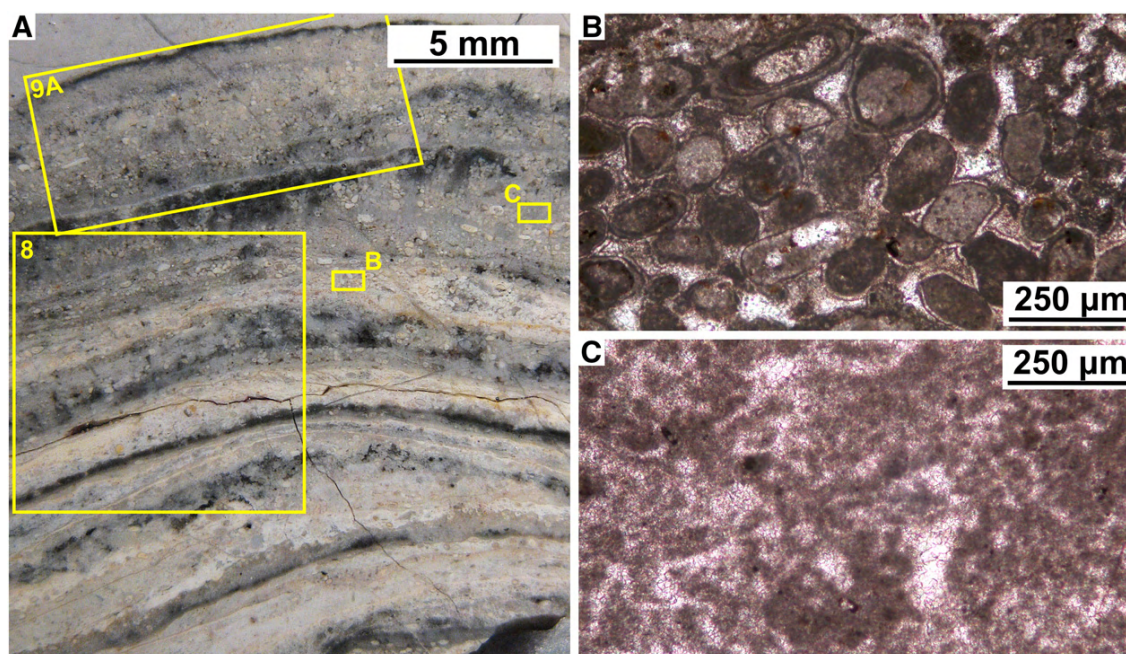


Fig. 5. Macroscopic lamination of Leza coarse-grained stromatolites and its main microfabric components. A: Cut-slab of a sample from the Arnedillo section. Macroscopic lamination is formed by alternation of dark and light laminae (see Fig. 8 for details). Additionally, microscopic lamination can be also observed in areas without clear macroscopic lamination (such as the upper part of the cut-slab shown here. See Fig. 9A for details). B: Microfabric mainly composed of carbonate grains (*grainy lamina*). C: Microfabric mainly composed of clotted-peloidal micrite (*micritic lamina*).

the well-defined macroscopic lamination, a microscopic lamination is also observed that is produced by the *thin micritic crusts*.

4.3.1. Macroscopic lamination

Conspicuous macroscopic lamination is produced by alternation of darker and lighter layers typically 0.5–4 mm thick (Figs. 4E, 5A, 8A). When observed in detail, this shading is more complex than just dark and light. Under the microscope, the conspicuous colour contrast between laminae that defines macroscopic lamination can be related to changes on the microfabric of the laminae (i.e., changes in proportions of grains, micrite and cement; see Fig. 8). These changes are generally an alternation between grain-rich and micrite-rich laminae, even in samples dominated by successive *mixed laminae* (Figs. 5, 8). This style of stromatolite lamination, formed by superposition of laminae with contrasting microfabric composition, corresponds with that defined as *alternating lamination* by Monty (1976). Under the microscope, the contact between successive macroscopic laminae is generally abrupt and sharp. It can be marked by a *thin micritic crust* (Fig. 8), although

transitional contacts are also observed (Fig. 6B). Erosive contacts occur rarely (Fig. 10B), and are typically associated with the top surface of *thin micritic crusts*.

4.3.2. Microscopic lamination

When observed under the microscope, some areas of stromatolite thin-sections show a fine-scale lamination that is not readily observed in hand specimen, and which is formed by contiguous laminae of similar microfabric composition that are separated by *thin micritic crusts* (Figs. 9A, C, D, 10A, 11). *Thin micritic crusts* can occur at the contact between successive laminae of differing microfabric (Figs. 8B, 9B), but they are most conspicuous when they separate similar laminae. In this case they create microscopically distinct lamination. This is due to their dense and dark appearance, which contrasts with the adjacent laminae (typically *grainy laminae* or *grain-dominated mixed laminae*, but also *micrite-dominated mixed laminae*), that are more cement-rich and therefore lighter in appearance (Figs. 9, 10, 11). This style of stromatolite lamination, formed by superposition of laminae of similar microfabric

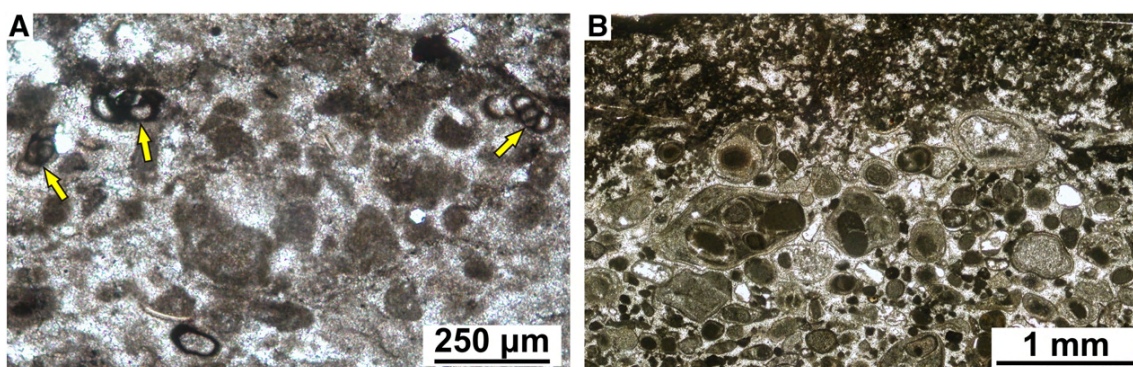


Fig. 6. A: *Grainy lamina* with benthic forams (arrows). West Préjano section. B: Transitional contact between a *grainy lamina* with some composite ooids (below) and a *micritic lamina* (above). West Préjano section.

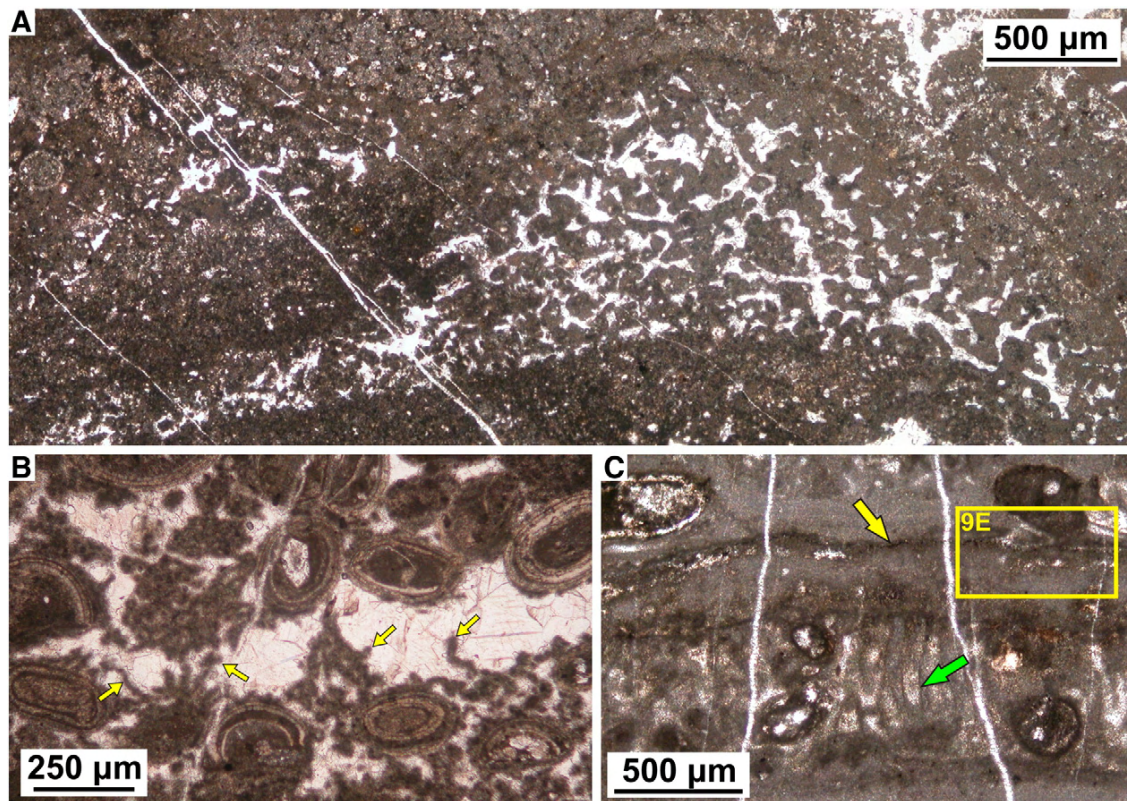


Fig. 7. A: Micritic laminae composed of clotted micrite forming a millimetric domal shape. Arnedillo section. B: Calcified microbial filaments preserved as clusters of sinuous elongate clotted-peloidal micrite in a grain-dominated mixed lamina. Canteras section. C: Subvertical calcified microbial filaments (green arrow) preserved as micritic rims in the micrite-dominated mixed lamina of the lower half of the image. This lamina is topped by a thin micritic crust which includes a level of small pyrite crystals (yellow arrow). West Prájano section.

composition separated by thin dark horizons, corresponds to *repetitive lamination* defined by Monty (1976). He recognised *repetitive lamination* in present-day coarse-grained carbonate stromatolites from Shark

Bay as thin lithified micritic layers (~500 µm thick) that mark discontinuities in loosely packed unlithified grainy laminae, up to 3 mm thick. The same lamination style was subsequently recognised and studied

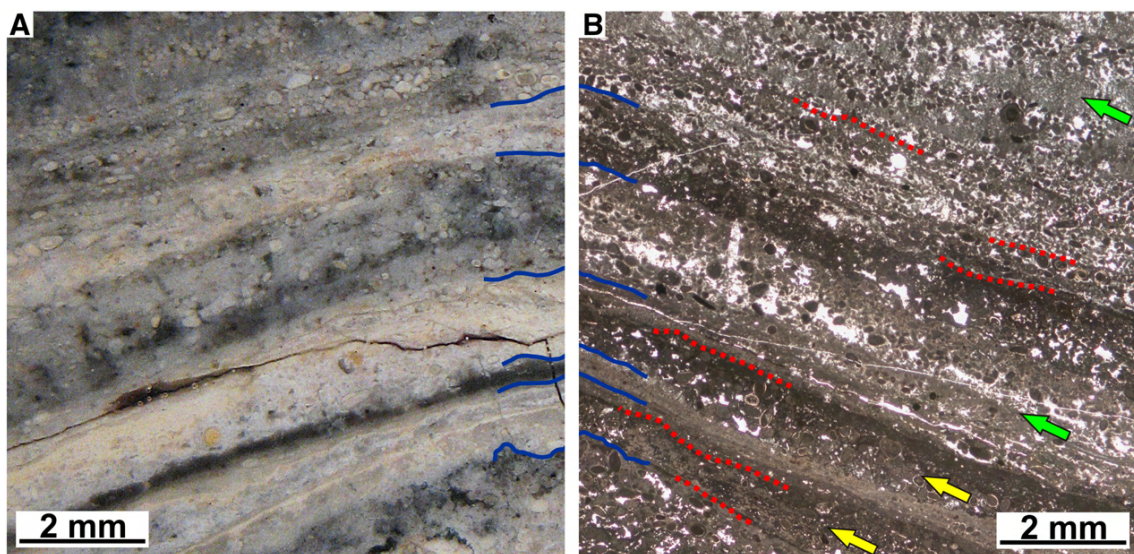


Fig. 8. Alternating lamination. Mirror-image, same-scale comparison of a cut-slab of stromatolite from Fig. 5A (A) and a photomicrograph of a thin section of the same area (B). Blue solid lines mark approximate contacts between macroscopic laminae. Differences in lamina colour broadly relate to changes in microfabric composition and show *alternating lamination*. Yellow arrows indicate grain-dominated mixed laminae and green arrows micrite-dominated mixed laminae. Red dotted lines partially outline the thin micritic crusts that can be seen in the photomicrograph (B). Note that these are generally macroscopically inconspicuous and only the thickest ones can be seen in the magnified cut-slab (A). Arnedillo section.

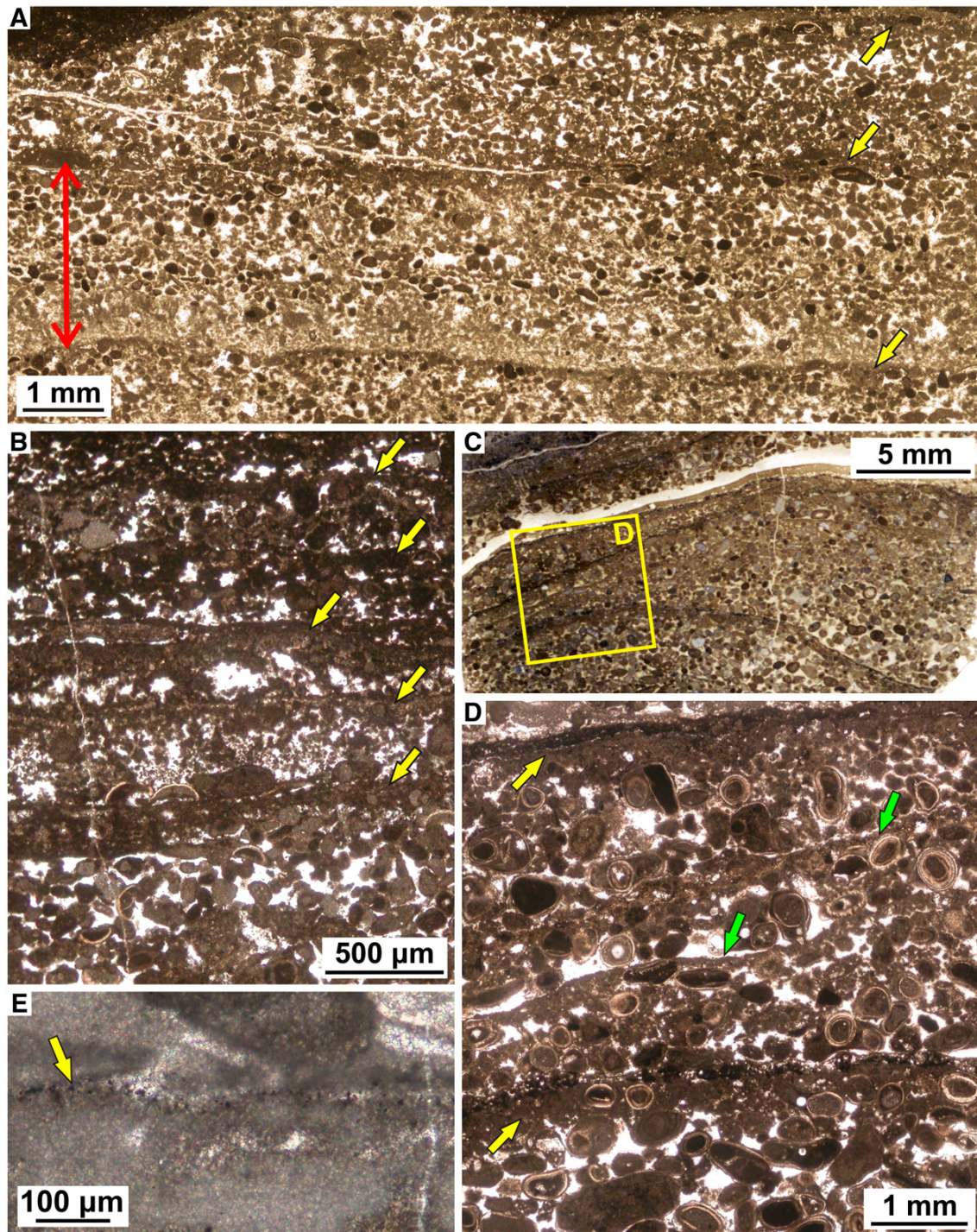


Fig. 9. Repetitive lamination and thin micritic crusts. A: Detail of upper part of Fig. 5A showing an area of the sample dominated by microscopic repetitive lamination. This lamination style is inconspicuous in hand specimen (Fig. 5A) but is evident under the microscope as thin micritic crusts (yellow arrows) over successive grain-dominated mixed laminae. Note subtle differences in fabric in the middle mixed laminae (red arrow): abundant clotted-peloidal micrite with scattered grains in the lower part, changing gradually to a continuous thin level of grains in the middle part, which grades upwards to grain-dominated with intergranular micrite. B: General view of various thin micritic crusts (arrows) that mainly cap grain-rich, but also micrite-rich, laminae. Peñalmonete section. C: Area of a sample (Préjano section) showing repetitive lamination. D: Detail of C showing repetitive lamination formed by thin micritic crusts (arrows) overlying successive grainy laminae. Better developed thin micritic crusts (yellow arrows) are thicker, more conspicuous, and typically involve grain micritisation, whereas less developed ones (green arrows) are thinner and less conspicuous. E: Detail of Fig. 7C showing small pyrite crystals ($<20\ \mu\text{m}$) (arrow) at the top of a thin micritic crust. West Préjano section.

in Bahamian coarse-grained stromatolites (Reid and Browne, 1991; Reid et al., 1995, 2000; Macintyre et al., 1996, 2000; Feldmann, 1997; Feldmann and McKenzie, 1998; Visscher et al., 1998, 2000).

Although lamination in Leza coarse-grained stromatolites is in general dominated by alternating lamination (Figs. 4E, 5, 8), repetitive lamination dominates some areas of the samples (see upper part of

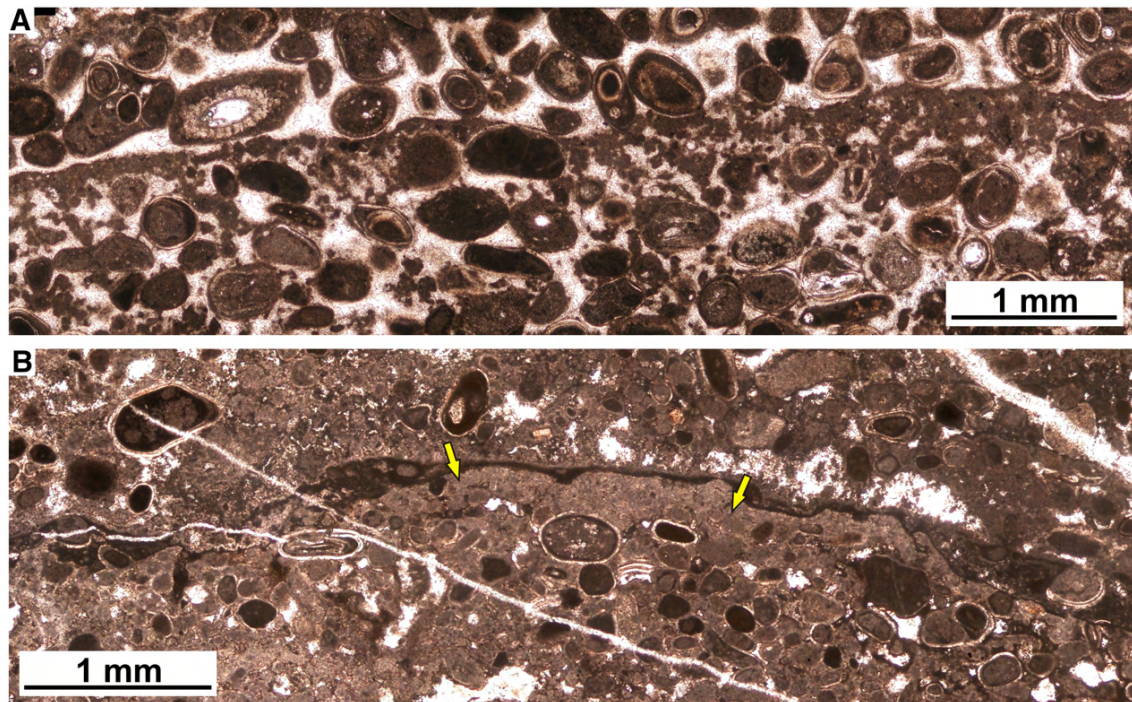


Fig. 10. A: Thin micritic crust, relatively poorly developed, consisting of a thin micritic film gradually passing down into intergranular clotted micrite. Préjano section. B: Erosively truncated thin micritic crust, more developed than in A, involving micritisation and grain fusion (arrowed). Additional accumulation of darker micrite above the erosion surface might represent a superposed thin micritic crust. Arnedillo section.

Fig. 5A). In addition, *thin micritic crusts* also occur locally within some of the thicker laminae that define the macroscopic *alternating lamination*, forming a subordinate smaller-scale lamination (Fig. 8B). This is very similar to what Monty (1976) defined as *composite alternating lamination*.

4.4. Quantitative lamination data

These results show that Leza coarse-grained stromatolites contain the two main stromatolite lamination styles defined by Monty (1976), *alternating* and *repetitive lamination*. This offers an opportunity to further examine and analyze both of them in detail. The original definitions and schematic representations of these lamination styles (see Fig. 1A, D of Monty, 1976) suggest that they are essentially differentiated not only by the microfabrics that form them, but also by the relative thicknesses of their constituent laminae: *alternating lamination* is formed by consecutive laminae of different microfabric with variable, but overall similar, thickness; and *repetitive lamination* is formed by laminae of similar microfabric and similar thickness separated by much thinner discontinuity horizons. This suggests that both these lamination styles could be quantitatively distinguished by measuring the relative thicknesses of their laminae.

To test this hypothesis we conducted a metrical analysis of these lamination styles in Leza coarse-grained stromatolites following previous quantitative analyses of relative lamina-thickness (Komar et al., 1965; Bertrand-Sarfati, 1972; Walter, 1972; Preiss, 1973), which compared thicknesses of dark (D) and light (L) laminae using a 'D/L ratio'. However, since colour variation in the laminae of Leza coarse-grained stromatolites is more complex than simply dark and light (see Section 4.3, above), we used microfabric rather than colour for metrical analysis: we considered *alternating lamination* as micrite-rich laminae (M) alternating with grain-rich laminae (G) (Figs. 5, 8), and *repetitive lamination* as *thin micritic crusts* (M') separating contiguous laminae of the same, typically grain-rich (G'), microfabric (Fig. 9). *Evaporite*

laminae were not measured because they are rare, and therefore not a characteristic constituent of Leza coarse-grained stromatolites lamination.

For this analysis we used 14 thin-sections of Leza coarse-grained stromatolites, and selected areas of the thin-sections which clearly displayed one of the two lamination styles. In each selected area, we measured, under the microscope, 6–10 thickness values of its constituent laminae (i.e., M, G, M' or G'). A mean value was obtained from all measured laminae of the same lamina-type in each selected area (i.e., M_{mean} and G_{mean} for areas with *alternating lamination*, and M'_{mean} and G'_{mean} for areas with *repetitive lamination*). The relative thickness data for each area were summarised using $M_{\text{mean}}/G_{\text{mean}}$ or $M'_{\text{mean}}/G'_{\text{mean}}$ values. These data show that areas dominated by *alternating lamination* have $M_{\text{mean}}/G_{\text{mean}}$ values in the range of 0.71–2.26 (mean = 1.35), and areas with *repetitive lamination* have $M'_{\text{mean}}/G'_{\text{mean}}$ values in the range of 0.04–0.32 (mean = 0.13). For visual comparison, these relative thickness data were plotted in diagrams (Fig. 13), in which each line joins the maximum and minimum values of the lamina-thicknesses from a measured area of a thin section, and thus, each line shows the full thickness range of each measured area of the thin-sections. In these diagrams we recorded the minimum thickness as zero in the common situation of areas where laminae thin and disappear laterally.

To further investigate our quantitative thickness data, we statistically examined thickness-values of all the measured laminae ($n = 192$), irrespective of their microfabric and of whether they formed *alternating* or *repetitive lamination*. These values range from 0 to 3250 μm , with small values being predominant, producing a right-skewed histogram (Fig. 14A). To obtain a symmetric distribution, we transformed these data, applying natural logarithms (Fig. 14B). The resulting histogram of transformed data suggests a bimodal distribution produced by mixture of two, apparently normal, distributions (Fig. 14B). A model-based clustering method is required to characterise both distributions and to test their normality. Using the 'mclust' tool for R software

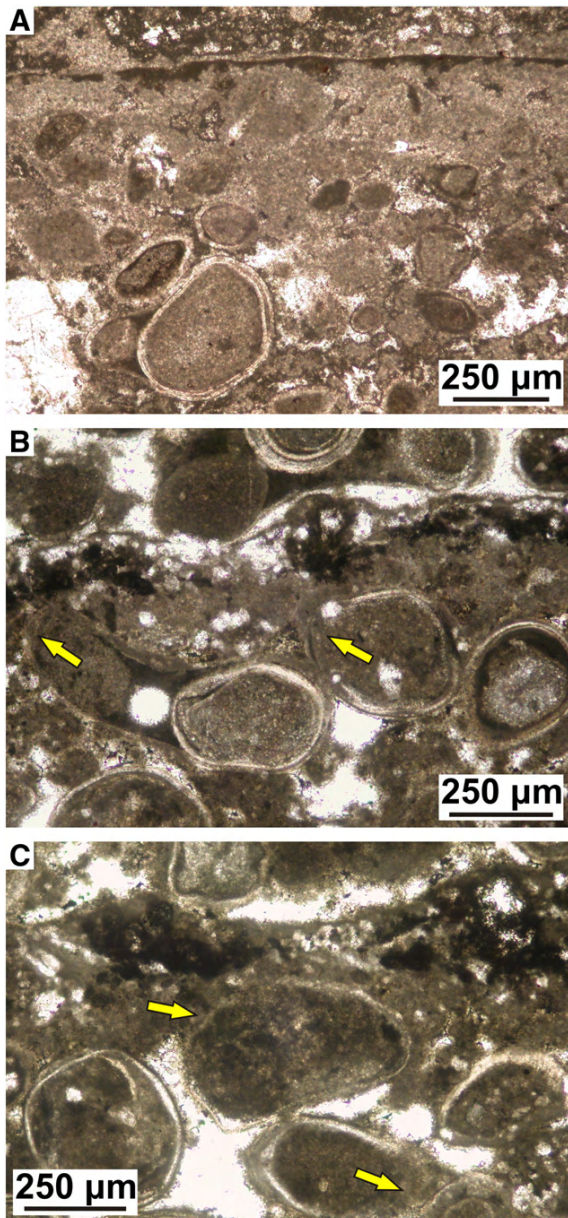


Fig. 11. Micritisation in *thin micritic crusts*. A: Relatively well-developed *thin micritic crust*. Grains below the crust surface have diffuse boundaries due to intense micritisation and grain fusion. Note a vertical trend from strongly micritised grains in the upper part, to partially micritised grains in the middle part, and very little micritisation in the lower part. Arredillo section. B and C: Less developed *thin micritic crusts*, in which grains immediately below the crust surface are only partially micritised (arrows). Préjano section.

(Fraley et al., 2012), we obtained a mixture model of two normal populations with their characteristic mean, variance and mixing proportion (Fig. 14B): the first population represents 41% of the data, and the second population represents 59%. This model also calculated the probability of each datum of belonging to each population. With a probability higher than 0.7, laminae with thicknesses <450 µm belong to the first population, and those with thicknesses >600 µm belong to the second population. Laminae with thicknesses ranging 450–600 µm have similar probabilities of belonging to both populations and can therefore be regarded as the intersection area of both populations (Fig. 14B).

5. Discussion

5.1. Microfabric interpretation

The variety of microfabric components in laminae of Leza coarse-grained stromatolites implies that diverse processes were involved in their accretion, lithification, and the origin of their lamination styles.

5.1.1. Grain-rich laminae

Sand-size carbonate grains are very common, forming *grainy laminae* and *grain-dominated mixed laminae* (Figs. 5–11), in both horizontal and inclined (up to 90°) portions of the stromatolite domes. They have the same composition as the grains in the surrounding ooid grainstone facies, but overall are consistently finer. This difference in grain-size has been noted in present-day marine coarse-grained carbonate stromatolites formed by stabilisation (trapping and binding) of previously mobile grains by microbial mats (Logan, 1961; Monty, 1976; Dravis, 1983; Reid and Browne, 1991; Riding et al., 1991a; Reid et al., 1999). In these examples, grain-trapping is produced by erect filaments, mat irregularities, and extracellular polymeric substances (EPS) secreted by cyanobacteria and other mat microbes (Logan, 1961; Playford and Cockbain, 1976; Dravis, 1983; Dill et al., 1986; Awramik and Riding, 1988; Riding et al., 1991a; Visscher et al., 1998; Reid et al., 2000; Decho et al., 2005; Dupraz et al., 2009; Browne, 2011; Bowlin et al., 2012; Jahnert and Collins, 2012). Rare filaments in some *mixed laminae* of the Leza coarse-grained stromatolites (Fig. 7B, C) may be relicts of cyanobacteria. Calcified filaments, similarly preserved, also occur rarely in present-day Bahamian examples (Dravis, 1983; Reid and Browne, 1991; Reid et al., 1995; Macintyre et al., 1996; Feldmann and McKenzie, 1998; Planavsky et al., 2009), and as filament molds at Shark Bay (Reid et al., 2003).

We infer that grain-rich laminae of Leza coarse-grained stromatolites formed in a similar manner to those in Bahamian and Shark Bay examples. The Leza coarse-grained stromatolite palaeoenvironment may have had regular currents (e.g. tides, waves, and/or storms, Suarez-Gonzalez et al., *in press*) that continuously supplied grains (preferentially the finer fraction) to the tops and flanks of the stromatolite domes.

5.1.2. Micrite-rich laminae

Microfabrics mainly composed of clotted micrite and clotted-peloidal micrite are also common in Leza coarse-grained stromatolites (Figs. 5–9). Both clotted and clotted-peloidal microfabrics are common in ancient and modern microbial carbonates, and they are widely attributed to calcification of microbial mats induced by heterotrophic bacteria (Dalrymple, 1965; Chafetz, 1986; Chafetz and Buczynski, 1992; Reitner, 1993; Dupraz et al., 2004; Riding and Tomás, 2006; Heindel et al., 2010; Spadafora et al., 2010). Micritic fabrics similar to these in Leza coarse-grained stromatolites also occur in present-day coarse-grained carbonate stromatolites and thrombolites, generally filling the intergranular space of grain-rich microfabrics but not typically as relatively thick micritic laminae (Reid and Browne, 1991; Reid et al., 1995, 2003; Feldmann, 1997; Feldmann and McKenzie, 1998; Planavsky and Ginsburg, 2009; Planavsky et al., 2009; Browne, 2011; Jahnert and Collins, 2011, 2012), which is the case in Leza coarse-grained stromatolites, where micrite-rich laminae typically alternate with grain-rich laminae and both display similar mm-scale thicknesses. Nonetheless, there are examples of subtidal stromatolites at Shark Bay, which are dominantly micritic with very scarce grains, and are composed of clotted and clotted-peloidal microfabrics similar to those of Leza coarse-grained stromatolites (Reid et al., 2003; Jahnert and Collins, 2011, 2012). Precipitation of clotted and clotted-peloidal micrite in all these present-day examples has been interpreted to be induced, under anaerobic conditions, by heterotrophic microbes (chiefly sulphate-reducing bacteria) which degrade the EPS mainly secreted by the primary producers of the mat (Feldmann, 1997; Feldmann and McKenzie, 1998; Visscher et al., 1998, 2000; Reid et al., 2000; Andres et al., 2006;

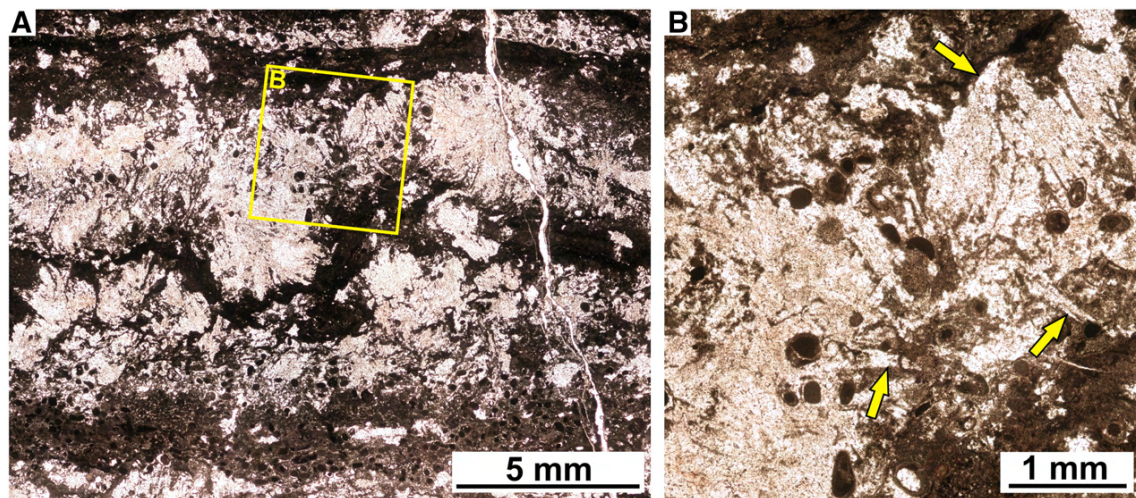


Fig. 12. Evaporite laminae from West Prêjano section. A: General view of laminae formed by aggregates of pseudomorphs after sulphates. Note how the aggregates deform adjacent laminae. B: Detail of A showing that aggregates are composed of small pseudomorphs after sulphates (arrows) and include components of other laminae (carbonate grains and micrite).

Dupraz et al., 2009; Planavsky and Ginsburg, 2009; Planavsky et al., 2009; Jahnert and Collins, 2012). Therefore, bioinduced precipitation of micrite in these examples can be considered a subsurface process (Feldmann, 1997; Feldmann and McKenzie, 1998) in intergranular spaces of the uppermost millimetres of the microbial mat (Visscher et al., 1998, 2000). Based on comparisons with these and other present-day coarse-grained stromatolites, we infer that *micritic laminae* formed when the surfaces of Leza coarse-grained stromatolites accreted without significant trapping, and that calcification was primarily achieved by subsequent precipitation of clotted-peloidal and/or clotted micrite, bioinduced by heterotrophs within anaerobic areas of the mat. *Micrite-dominated mixed laminae* are interpreted to have formed by similar processes, but under circumstances where the surface mat did trap some grains, which were typically concentrated in particular areas of the laminae. Intergranular clotted and clotted-peloidal micrite found in grain-rich laminae is interpreted as similarly bioinduced, but in areas between trapped grains. Laminae of mixed micritic-grainy composition occur in present-day coarse-grained carbonate stromatolites in the Bahamas (Reid and Browne, 1991; Feldmann and McKenzie, 1998; Planavsky and Ginsburg, 2009) and Shark Bay (Monty, 1976; Reid et al., 2003; Jahnert and Collins, 2011, 2012).

5.1.3. Thin micritic crusts

Thin micritic crusts very similar to those in Leza coarse-grained stromatolites have been recognised in present-day coarse-grained carbonate stromatolites. Monty (1976) described thin lithified micritic layers (~500 µm thick), rich in organic matter, separating thicker (~3 mm) loosely packed unlithified grainy layers, from intertidal Shark Bay stromatolites. He noted that the micrite appears to have been precipitated in situ and is associated with bored and micritised grains. Similar lithified horizons were subsequently described in coarse-grained Bahamian stromatolites from the Exuma Cays (Reid and Browne, 1991; Reid et al., 1995) as thin micrite crusts (20–40 µm thick) that generally overlie layers of micritised and truncated grains, 200–1000 µm thick. These crusts are interpreted as formed by biogeochemical processes during hiatuses in stromatolite accretion (Macintyre et al., 1996; Feldmann, 1997; Feldmann and McKenzie, 1998). Visscher et al. (1998, 2000) related formation of these micritic crusts to carbonate precipitation–dissolution processes induced by sulphate-reducing bacteria, a few mm below the surface of mats. In a detailed study, Reid et al. (2000) related *thin micritic crusts* in Bahamian stromatolites to successive mat processes in which *Schizothrix* mats promoted grain-trapping, heterotrophic bacteria induced precipitation of thin micritic horizons when

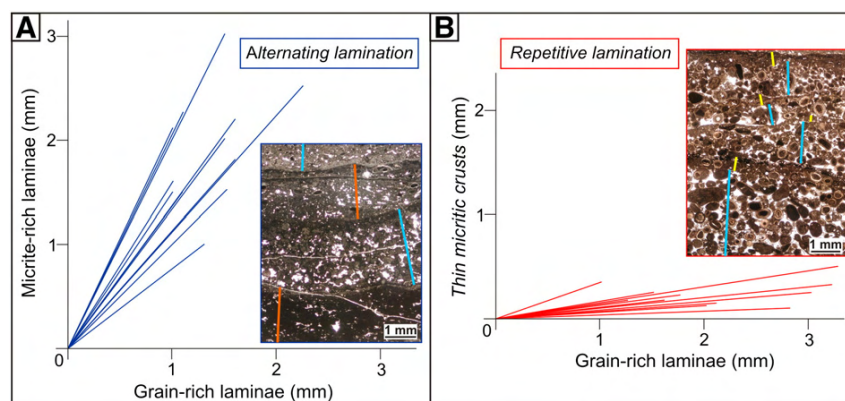


Fig. 13. Plots of relative lamina-thickness from 14 thin-sections of Leza coarse-grained stromatolites. Each line in both plots summarises data from a particular area of a thin-section clearly displaying one of the two lamination styles observed in Leza coarse-grained stromatolites. Several laminae were measured in each area under the microscope, but only maximum and minimum values are joined by each line, in order to show the full thickness range of the measured area. In the common situation where laminae thin and disappear laterally, minimum thickness is plotted as zero. Photomicrographs show an example of each lamination style with bars marking the thicknesses of laminae. Blue: grain-rich laminae; orange: micrite-rich laminae; yellow: thin micritic crusts. A: Plot of areas displaying *alternating lamination*. B: Plot of areas displaying *repetitive lamination*.

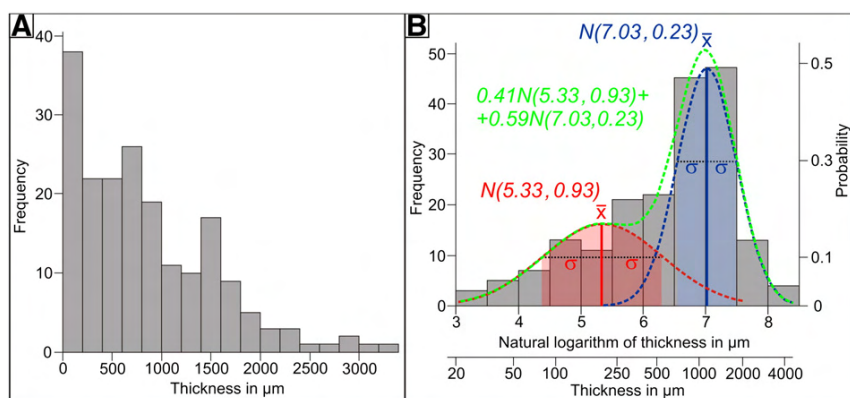


Fig. 14. Histograms of 192 lamina-thickness values measured in 14 thin-sections of Leza coarse-grained stromatolites. A: Histogram of lamina-thickness showing a right-skewed distribution. B: Histogram of the natural logarithm of lamina-thickness. Mixture of two normal populations $N(\bar{x}, \sigma^2)$ was obtained for these transformed data by model-based clustering (Fraley et al., 2012). First population: red; second population: blue; mixture of populations: green. Shaded areas represent the $\bar{x} \pm \sigma$ interval.

accretion ceased, and endolithic *Solentia* cyanobacteria bored and micritised grains during longer hiatal periods (see also Macintyre et al., 2000).

Thin micritic crusts in Leza coarse-grained stromatolites share many of these features, and we infer similar origins for them. Small pyrite crystals observed in the *thin micritic crusts* of Leza coarse-grained stromatolites (Figs. 7C, 9E) are consistent with an origin related with sulphate-reduction, and resemble the small framboidal pyrite crystals that are by-products of sulphate-reduction in present-day microbial mats (Jørgensen and Cohen, 1977; Visscher et al., 1998; Popa et al., 2004; Jones et al., 2005; Spadafora et al., 2010). Locally, *thin micritic crusts* show signs of erosion (Fig. 10B), suggesting that significant early lithification of the *thin micritic crusts* occurred during prolonged hiatal periods.

5.1.4. Evaporite laminae

Pseudomorphs after sulphates occur in aggregates that deform the adjacent laminae and include fragments from them (ooids or micrite) (Fig. 12), which suggests that the original minerals grew displacively and replacively, as intrasediment sulphates, once the overlying laminae where already deposited.

Stromatolites are very commonly found interbedded in evaporite-rich modern environments and ancient units (e.g., Von der Borch et al., 1977; Pope et al., 2000; Schreiber and El Tabakh, 2000). Stromatolites partially composed of evaporites (typically sulphates) also occur, as products of syndepositional alteration referred to as ‘gypsification’ (Rouchy and Monty, 1981; Babel, 2007). Additionally, many examples of stromatolites and other microbial carbonates contain displacive and replacive sulphate laminae, similar to those of Leza coarse-grained stromatolites (Gunatilaka, 1975; Horodyski and Vonder Haar, 1975; Park, 1977; Aref, 1998; Gerdes et al., 2000; Rouchy and Monty, 2000; Ortí, 2010). Similarly, we interpret *evaporite laminae* of the Leza coarse-grained stromatolites as formed by very early diagenetic intrasedimentary precipitation of evaporite minerals when interstitial waters reached oversaturation. The facies association with Leza coarse-grained stromatolites does not typically contain evaporites (see Section 2 above), but it alternates with facies rich in pseudomorphs after sulphates (Fig. 3). This indicates that the tidally-influenced coastal-wetlands that contained Leza coarse-grained stromatolites (Suarez-Gonzalez et al., in press), locally and temporarily became restricted, allowing precipitation of intrasedimentary sulphates within the stromatolites. Similarly, in some areas of Shark Bay, gypsum crystals occur within supratidal microbial mats (Hagan and Logan, 1974; Jahnert and Collins, 2013).

5.2. Accretion processes and lamination style: origins of lamination

Just as microfabrics and laminae can be related to process in Leza stromatolite development, their lamination styles reflect the mechanisms by which the stromatolites accreted.

5.2.1. Macroscopic lamination

Alternating lamination (sensu Monty, 1976), the predominant macro-lamination in Leza coarse-grained stromatolites (Figs. 4, 5, 8), is formed by alternation of laminae with different microfabric composition, typically grain-rich and micrite-rich laminae (Fig. 8). This reflects alternation of two main accretion processes: grain trapping and binding, and bioinduced calcification. The mixed grainy-micritic composition of many of the stromatolite laminae (Figs. 7, 8, 9) indicates that these two processes were not mutually exclusive, although one was generally predominant. The typically sharp transition between these alternating laminae (Fig. 8), suggests interruptions in accretion, although gradual transitions are also observed (Fig. 6B), indicating that both accretion processes could progressively grade into each other. In addition, *thin micritic crusts* occur at lamina contacts (Fig. 8B), and were presumably produced by longer hiatuses in accretion.

Predominance of *alternating lamination* distinguishes Leza coarse-grained stromatolites from most recent examples of coarse-grained carbonate stromatolites, which generally lack thick micrite-rich laminae (Logan, 1961; Dill et al., 1986; Reid et al., 1995, 2000; Feldmann and McKenzie, 1998). Planavsky and Ginsburg (2009) describe four successive processes responsible for the development of Bahamian microbialites: “1) sediment trapping, binding and initial lithification; 2) disruption and truncation of the initial fabric; 3) pervasive cementation and clot formation; and 4) late-stage boring”. Thus, the only accretionary process is trapping and binding of grains and the other processes are very early diagenetic and are related either to alteration of the original fabric or intrasedimentary precipitation. Dupraz et al. (2011) indicate that Bahamian stromatolites are formed by “the iterative growth of different types of microbial mats” and their Fig. 4 shows that the first type of mat is responsible for accretionary grain-trapping, the second is involved in precipitation of a *thin micritic crust* during hiatuses, and the third causes micritisation and fusion of grains below the stromatolite surface. Bowlin et al. (2012) summarise previous studies of Bahamian stromatolite mats and add three more mat types to those described by Dupraz et al. (2011), all of which are involved in trapping and binding of sediment. In Shark Bay stromatolites, Jahnert and Collins (2013) describe six mat types, and Jahnert and Collins (2012) attribute stromatolite development to grain accretion plus four additional constructional mechanisms: 1) superficial micrite generation

within organic gel of the mats that stabilises sediment; 2) bioturbation, micritisation and recrystallisation; 3) pervasive micrite generation, filling spaces and enveloping grains; and 4) fibrous aragonite precipitation in void spaces. However, in Shark Bay stromatolites, micritic microfabrics do also occur. Reid et al. (2003) interpreted them as calcified mats with little or no trapped and bound sediment, but these are only observed in subtidal grain-poor stromatolites and in the upper parts of some intertidal grainy specimens.

Leza coarse-grained stromatolites therefore differ in detail from these examples of recent coarse-grained carbonate stromatolites in that their macroscopic lamination reflects the alternation of two fabrics, and thus of two accretion processes: grain trapping and calcification of mats that trapped few or no grains. We propose that the development and alternation of these two distinct microfabrics in Leza coarse-grained stromatolites reflects both extrinsic (environmental) and intrinsic (biotic) factors. The Leza Fm was deposited in a system of coastal-wetlands, influenced by both freshwater and seawater, and therefore experienced significant changes in salinity (Suarez-Gonzalez et al., 2013). In addition, facies containing Leza coarse-grained stromatolites were influenced by tides (Suarez-Gonzalez et al., in press) and the presence of evaporite pseudomorphs within the stromatolites indicates that their sedimentary environment underwent changes in salinity. These hydrochemical fluctuations together with the hydrodynamical changes typical of tidal environments could alternately promote grain trapping and mat calcification in Leza coarse-grained stromatolites. However, biotic changes (e.g., alternation of mats of differing microbial composition at the stromatolite surface) cannot be ruled out, especially since mats of varied biotic compositions can alternate at the surface of present-day coarse-grained carbonate examples (Bowlin et al., 2012; Jahnert and Collins, 2013).

5.2.2. Microscopic lamination

Repetitive lamination (sensu Monty, 1976) is also common in Leza coarse-grained stromatolites, but since it is formed by microscopic *thin micritic crusts* within laminae of similar microfabric composition (generally grain-rich laminae) it is macroscopically inconspicuous (Figs. 5, 8, 9). *Thin micritic crusts* of Leza coarse-grained stromatolites are likely to have formed during hiatuses in accretion, as in present-day examples (Macintyre et al., 1996; Feldmann, 1997; Feldmann and McKenzie, 1998; Visscher et al., 1998, 2000; Reid et al., 2000, 2003; Dupraz et al., 2009, 2011). During these interruptions, precipitation of micrite occurs near the stromatolite surface (Visscher et al., 1998, 2000) and, if the hiatus is long enough, micritisation and fusion of sub-surface grains also occurs (Macintyre et al., 1996; Reid et al., 2000) (Fig. 11). Following this interpretation, *thin micritic crusts* in coarse-grained carbonate stromatolites can be considered as essentially hiatal products of alteration and precipitation near the stromatolite surface, rather than as accretionary events (Feldmann, 1997; Feldmann and McKenzie, 1998; see Dupraz et al., 2011, Fig. 4, for a graphical explanation). Evidence of erosion on some previously lithified *thin micritic crusts* in Leza coarse-grained stromatolites (Fig. 10B) suggests extended hiatuses in accretion. Erosion of partially lithified stromatolites is also commonly described in present-day coarse-grained examples, due to bioerosion (e.g., Dill et al., 1986), subaerial exposure in supratidal areas (e.g., Jahnert and Collins, 2011), burial and exhumation of the stromatolites by migrating sand waves (Andres and Reid, 2006; Planavsky and Ginsburg, 2009), or physical stress by tidal currents during long periods when no grains were supplied (Feldmann and McKenzie, 1998). In Leza coarse-grained stromatolites, erosion was likely related to subaerial exposure, since stromatolites are laterally and vertically associated with flat pebble breccias formed by micritic intraclasts and stromatolite fragments (Fig. 4C). It is also possible that changes in hydrodynamic conditions (i.e., abnormal tides or storms) were involved in erosion of the stromatolite surface. Resumption of the accretion process occurring prior to the hiatus produced a new

lamina, similar in microfabric to the preceding one, creating *repetitive lamination*.

Repetitive lamination is the dominant lamination style in most present-day examples of coarse-grained carbonate stromatolites (Monty, 1976; Reid and Browne, 1991; Reid et al., 1995, 2000, 2003; Macintyre et al., 1996; Feldmann and McKenzie, 1998; Dupraz et al., 2009, 2011). Since the *thin micritic crusts* that define this lamination style are essentially microscopic and often discontinuous and laterally impersistent, the predominance of *repetitive lamination* in these examples helps explain the irregular and crude macrolamination commonly observed in parts of them (Logan, 1961; Dravis, 1983; Dill et al., 1986; Planavsky and Ginsburg, 2009), that is also reflected in composite descriptive terminologies such as 'thrombolitic stromatolites' (Aitken, 1967), 'thrombolite/stromatolite domes' (Riding et al., 1991a), or 'coarse-grained thrombolites' (Feldmann, 1995).

5.2.3. Other ancient examples of coarse-grained carbonate stromatolites

Although present-day coarse-grained carbonate examples are well-known in the Bahamas and Shark Bay, grainy carbonate laminae are rarely the main components of ancient stromatolites (see Monty, 1977; Awramik and Riding, 1988; Fairchild, 1991; Altermann, 2008; Browne, 2011). Riding et al. (1991b), Arenas and Pomar (2010) and Bourillot et al. (2010) studied examples of coarse-grained carbonate stromatolites of Messinian (late Miocene) age in Spain, and Immenhauser et al. (2005) described Aptian (Early Cretaceous) microbial buildups with crudely-layered coarse-grained carbonate microfabrics in Oman. Other Cretaceous stromatolites from Spain containing some laminae composed of trapped carbonate grains (mainly peloids) have been described (Turonian, Rodríguez-Martínez et al., 2012; Berriasian, Quijada et al., in press). Oxfordian–Kimmeridgian (Upper Jurassic) stromatolites in Poland (Matyszkiewicz et al., 2006, 2012) contain coarse-grained carbonate microfabrics, and Triassic coarse-grained carbonate stromatolites have been described from NE Spain (Mercedes-Martín et al., 2013) and from the SW USA (Woods, 2013). We are not aware of any definite examples of coarse-grained carbonate stromatolites older than Early Triassic.

As in modern examples, ancient coarse-grained stromatolites typically lack thick micrite-rich laminae, and exhibit crude macrolamination mainly defined by *thin micritic crusts*, similar to those of Leza coarse-grained, Bahamian and Shark-Bay examples (Immenhauser et al., 2005; Matyszkiewicz et al., 2006, 2012; Arenas and Pomar, 2010; Mercedes-Martín et al., 2013). Arenas and Pomar (2010) provide a detailed description of *thin micritic laminae* in upper Miocene (~7 M.y.) 'undulate oolitic microbial laminites'. The predominant style of these scarce fossil examples is therefore *repetitive lamination*. To our knowledge, the *thin micritic crusts* of Leza coarse-grained stromatolites are the oldest (~125 M.y.) well-documented analogues of those in present-day coarse-grained carbonate stromatolites.

5.2.4. Significance of Leza coarse-grained stromatolites lamination

Leza coarse-grained stromatolites differ from most published examples of coarse-grained carbonate stromatolites in that they clearly contain both *alternating* and *repetitive lamination*, the two main styles defined by Monty (1976). *Thin micritic crusts* create *repetitive lamination* but they can also be present at contacts between laminae of differing microfabric in *alternating lamination*. This demonstrates that hiatuses occurred throughout the development of Leza coarse-grained stromatolites, but they only produced noticeable lamination when they repeatedly interrupted accretion by the same process. When hiatuses occurred between periods of accretion by different processes, macroscopic lamination largely reflects this difference in accretion mechanism, not the hiatus itself. Nonetheless, Leza coarse-grained stromatolites do show that interruptions in accretion can be an additional source of microscopic lamination in stromatolites, although it is readily overshadowed by more conspicuous *alternating lamination*. However, modern coarse-grained carbonate stromatolites (Monty, 1976; Reid and Browne,

1991; Reid et al., 1995, 2000, 2003; Macintyre et al., 1996; Feldmann and McKenzie, 1998), as well as some parts of Leza coarse-grained stromatolites (Figs. 5A, 9A), show that if only one accretion process predominates and it is periodically interrupted, then *repetitive lamination* becomes the main lamination style, and is typically relatively indistinct.

5.3. Quantitative analysis of lamination

The methodologies presented here show that differences in lamination can be quantified and compared using a metric analysis of lamina thickness. Analysis of transformed thickness data (Fig. 14B) reveals two different populations, and the intersection between both populations (in the range of 450 to 600 μm) is approximately the upper limit of the thickness range of *thin micritic crusts* in Leza coarse-grained stromatolites (~500 μm). This suggests that the presence of a distinct lower population (values <450 μm) among the lamina thickness data broadly reflects the abundance of *thin micritic crusts* in Leza coarse-grained stromatolites. Therefore, graphical data analysis by histograms provides useful information that can assist process interpretation; for example, abundant *thin micritic crusts* could reflect the importance of hiatuses during stromatolite development.

Furthermore, analyses of the relative thicknesses of constituent laminae in both *alternating* and *repetitive lamination* (Section 4.4 and Fig. 13) indicate that stromatolite lamination style can be quantitatively assessed. Micrite-rich and grain-rich laminae in *alternating lamination* are similar in thickness (mean $M'/G' = 1.35$) with grain-rich laminae being typically slightly thinner. In contrast, *repetitive lamination* is formed by *thin micritic crusts* that are much thinner than the adjacent, typically grain-rich, laminae ($M'/G' = 0.13$). These data suggest a systematic relationship between relative thickness values and the lamination styles that were defined by Monty (1976).

To further examine this relationship, the same methodology has been applied to published examples of present-day and ancient coarse-grained stromatolites, which typically show *repetitive lamination* (Monty, 1976; Reid and Browne, 1991; Reid et al., 1995, 2000, 2003; Feldmann and McKenzie, 1998; Matyszkiewicz et al., 2006; Arenas and Pomar, 2010). From these, we selected 13 thin-section images with measurable laminae. In each photomicrograph, maximum and minimum thicknesses of its constituent laminae (grain-rich laminae and *thin micritic crusts*) were measured to show the full thickness range of each example (Table 1). As in Leza coarse-grained stromatolites, we recorded minimum thickness as zero where laminae thinned and disappeared laterally. Our analysis assumes that the measured images were from sections of the stromatolites cut essentially parallel to growth direction, as is usual in stromatolite studies. The values we obtained should therefore reflect actual lamina thickness. Nonetheless, our lamination analyses are based on the proportional thicknesses of

thin micritic crusts (M') relative to grain-rich laminae (G') that constitute the lamination in these examples. Thus, these relative values should not be significantly affected by oblique cutting of the samples, since the thicknesses of all laminae will be similarly affected by the angle of the cut. Data from published examples are plotted in the same way as for Leza coarse-grained stromatolites (Fig. 15). Their M'/G' values range from 0.02 to 0.5 (mean = 0.16). The similarity between these thickness data (Fig. 15) and those measured in areas of Leza coarse-grained stromatolites with *repetitive lamination* (Fig. 13) supports the view that most coarse-grained carbonate stromatolites typically show *repetitive lamination* defined by *thin micritic crusts* that interrupt the accretion of much thicker laminae, mainly formed by trapped carbonate grains.

Therefore, the quantitative approach presented here suggests a systematic relationship between relative lamina-thickness values and lamination styles, with values ~1 characteristic of *alternating lamination* and much lower values (typically <0.3) being characteristic of *repetitive lamination*. Since lamination style can be directly linked to fundamental accretion mechanism in stromatolites (i.e., periodic interruption of a single accretion process vs. alternation of different accretion processes), the characterisation of lamination styles with this quantitative approach offers a valuable additional tool that may be applied to studies of the origin and significance of lamination in other examples from the wide variety of ages and settings in which stromatolites have formed.

6. Conclusions

The Leza Fm contains one of the oldest known and best-preserved examples of coarse-grained carbonate stromatolites. These partially resemble some present-day Bahamian and Shark Bay examples that mainly form by trapping and binding of carbonate grains. However, Leza coarse-grained examples show certain peculiarities which differentiate them from present-day examples, and which have important implications in the interpretation of accretion processes:

- Laminae of Leza examples show a wider variety of compositions that include grain-rich laminae formed by trapping and binding of particles, micrite-rich laminae formed by microbially-induced precipitation of clotted and clotted-peloidal micrite, and mixed grainy-micritic laminae formed by a combination of these processes. This implies that surface microbial mats of Leza coarse-grained stromatolites could accrete by grain trapping but also by in-situ calcification, trapping few or no grains. In addition, thin micritic crusts developed at the tops of laminae during hiatuses in accretion due to microbially-induced alteration and precipitation of carbonate. Scarce evaporite laminae are relicts of intrasedimentary sulphates.

Table 1

Lamina thickness data from published photomicrographs of coarse-grained carbonate stromatolites. M'/G' values were obtained using the midpoint of the thickness range of darker and lighter laminae: $(M'_{\min} + (M'_{\max} - M'_{\min})/2)/(G'_{\min} + (G'_{\max} - G'_{\min})/2)$. These data are plotted in Fig. 15.

Reference	Minimum thickness of thin micritic crusts— M'_{\min} (μm)	Maximum thickness of thin micritic crusts— M'_{\max} (μm)	Minimum thickness of grain-rich laminae— G'_{\min} (μm)	Maximum thickness of grain-rich laminae— G'_{\max} (μm)	M'/G'
Arenas and Pomar (2010), p. 478 Fig. 10e	19	115	2308	3269	0.02
Arenas and Pomar (2010), p. 478 Fig. 10f	0	114	314	2571	0.04
Arenas and Pomar (2010), p. 478 Fig. 10g	0	70	330	609	0.07
Feldmann and McKenzie (1998), p. 206 Fig. 11a	0	500	1250	3000	0.12
Feldmann and McKenzie (1998), p. 206 Fig. 11b	200	550	750	2800	0.21
Matyszkiewicz et al. (2006), p. 258 Fig. 5d	0	381	0	6190	0.06
Monty (1976), p. 214 Fig. 13c	0	667	0	3333	0.20
Reid and Browne (1991), p. 17 Fig. 5a	0	29	100	714	0.04
Reid et al. (1995), p. 17 Plate 7/1b	0	313	213	500	0.44
Reid et al. (2000), p. 991 Fig. 4b	0	938	0	7188	0.13
Reid et al. (2003), p. 307 Plate 46/1c	80	680	360	1160	0.5
Reid et al. (2003), p. 307 Plate 46/1g	60	200	800	1040	0.14
Reid et al. (2003), p. 309 Plate 47/1b	0	231	0	1923	0.12

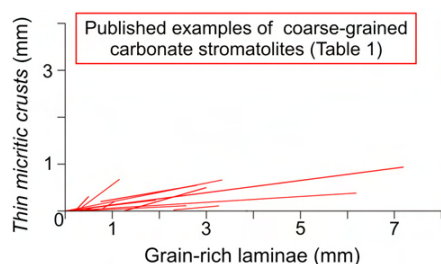


Fig. 15. Plot of thirteen relative lamina-thickness data from eight published studies of present-day and ancient coarse-grained carbonate stromatolites (Table 1). Each line represents one example in which both maximum and minimum thicknesses of the constituent laminae were measured, using the same methodology as in Fig. 13.

- Combinations of these processes created two distinct lamination styles in these stromatolites: macroscopic *alternating lamination* formed by alternation of laminae of contrasting microfabric (grain-rich, micrite-rich), and microscopic *repetitive lamination* formed by successive laminae of similar microfabric (typically grain-rich laminae) separated by very thin hial micritic crusts. *Repetitive lamination* appears to predominate in most present-day and ancient examples of coarse-grained carbonate stromatolites, but *alternating lamination* dominates Leza examples, showing that when both lamination styles coexist within the same stromatolite, it is *alternating lamination* that creates the conspicuous macroscopic lamination.

These differences in accretion process and lamination styles between the Leza and other coarse-grained carbonate stromatolites are likely to be produced by differing environmental conditions, since most other examples of coarse-grained carbonate stromatolites are known from marine environments, whereas Leza examples formed in tide-influenced coastal-wetlands in the varying presence of both seawater and freshwater. This sedimentary environment provided hydrodynamic and hydrochemical fluctuations that help to account for the contrasting accretion processes reflected in the lamination.

Numerical analysis of lamination in these Leza examples and in other coarse-grained carbonate stromatolites shows that lamination style can be quantitatively distinguished using the relative thickness of the constituent laminae. Stromatolite lamination is often regarded as a relatively simple alternation of dark and light layers. Our detailed petrographic and numerical study of Leza coarse-grained stromatolites reveals additional complexity that is likely to help rather than hinder interpretation of stromatolite accretion processes.

Acknowledgements

This study was funded by the Spanish DIGICYT Project CGL2011-22709, by the research group “Sedimentary Basin Analysis” UCM-CM 910429 of the Complutense University of Madrid, and by a FPU scholarship from the Spanish Department of Education. We are grateful to Concha Arenas and an anonymous reviewer for detailed and helpful comments on the manuscript. We thank Beatriz Moral, Gilberto Herrero and Juan Carlos Salamanca for thin-section preparation, to Modesto Escudero for help with computing and scanning, and to Laura Donadeo for help with bibliography.

References

- Aitken, J.D., 1967. Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology* 37, 1163–1178.
- Allwood, A.C., Walter, M.R., Kamber, B.S., Marshall, C.P., Burch, I.W., 2006. Stromatolite reef from the Early Archaean era of Australia. *Nature* 441, 714–718.
- Alonso, A., Mas, J.R., 1993. Control tectónico e influencia del eustatismo en la sedimentación el Cretácico Inferior de la Cuenca de Los Cameros. *España. Cuadernos de Geología Iberica* 17, 285–310.
- Altermann, W., 2008. Accretion, trapping and binding of sediment in Archean stromatolites—morphological expression of the antiquity of life. *Space Science Reviews* 135, 55–79.
- Andres, M.S., Reid, R.P., 2006. Growth morphologies of modern marine stromatolites: a case study from Highborne Cay, Bahamas. *Sedimentary Geology* 185, 319–328.
- Andres, M.S., Sumner, D.Y., Reid, R.P., Swart, P.K., 2006. Isotopic fingerprints of microbial respiration in aragonite from Bahamian stromatolites. *Geology* 34, 973–976.
- Aref, M.A.M., 1998. Holocene stromatolites and microbial laminites associated with lenticular gypsum in a marine-dominated environment, Ras El Shetan area, Gulf of Aqaba, Egypt. *Sedimentology* 45, 245–262.
- Arenas, C., Pomar, L., 2010. Microbial deposits in upper Miocene carbonates, Mallorca, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297, 465–485.
- Awramik, S.M., Riding, R., 1988. Role of algal eukaryotes in subtidal columnar stromatolite formation. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 85, 1327–1329.
- Babel, M., 2007. Despositional environments of a salina-type evaporite basin recorded in the Badenian gypsum facies in the northern Carpathian Foredeep. In: Schreiber, B.C., Lugli, S., Babel, M. (Eds.), *Evaporites Through Space and Time*. Geological Society, London, Special Publications, 285, pp. 107–142.
- Batchelor, M.T., Burne, R.V., Henry, B.L., Watt, S.D., 2000. Deterministic KPZ model for stromatolite laminae. *Physica A* 282, 123–136.
- Bertrand-Sarfati, J., 1972. Stromatolites columnaires du Précambrien supérieur du Sahara Nord-Occidental. *Centre de Recherches sur les Zones Arides, Géologie*, 14. CNRS, Paris.
- Black, M., 1933. The algal sedimentation of Andros Island Bahamas. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences* 222, 165–192.
- Bourillot, R., Vennin, E., Rouchy, J.M., Durlet, C., Rommevaux, V., Kolodka, C., Knap, F., 2010. Structure and evolution of a Messinian mixed carbonate-siliciclastic platform: the role of evaporites (Sorbas Basin, South-east Spain). *Sedimentology* 57, 477–512.
- Bowlin, E.M., Klaus, J.S., Foster, J.S., Andres, M.S., Custals, L., Reid, R.P., 2012. Environmental controls on microbial community cycling in modern marine stromatolites. *Sedimentary Geology* 263–264, 45–55.
- Braga, J.C., Martín, J.M., Riding, R., 1995. Controls on microbial dome fabric development along a carbonate-siliciclastic shelf-basin transect, Miocene, SE Spain. *Palios* 10, 347–361.
- Browne, K.M., 2011. Modern marine stromatolitic structures: the sediment dilemma. In: Tewari, V.C., Seckbach, J. (Eds.), *Stromatolites: Interaction of Microbes with Sediments*. Springer, New York, pp. 291–312.
- Carozzi, A., 1957. Contribution à l'étude des propriétés géométriques des oolites—L'Exemple du Grand Lac Salé, Utah, USA. *Bulletin de l'Institut National Genevois* 58, 1–52.
- Chafetz, H.S., 1986. Marine peloids; a product of bacterially induced precipitation of calcite. *Journal of Sedimentary Petrology* 56, 812–817.
- Chafetz, H.S., Buczynski, C., 1992. Bacterially induced lithification of microbial mats. *Palaios* 7, 277–293.
- Cloud, P.E., 1942. Notes on stromatolites. *American Journal of Science* 240, 363–379.
- Dalrymple, D.W., 1965. Calcium carbonate deposition associated with blue-green algal mats, Baffin Bay, Texas. *Institute of Marine Science Publication* 10, 187–200.
- Decho, A.W., Visscher, P.T., Reid, P.T., 2005. Production and cycling of natural microbial exopolymers (EPS) within a marine stromatolite. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 219, 71–86.
- Dickson, J.A.D., 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology* 36, 491–505.
- Dill, R.F., Shinn, E.A., Jones, A.T., Kelly, K., Steinen, R.P., 1986. Giant subtidal stromatolites forming in normal salinity waters. *Nature* 324, 55–58.
- Doemel, W.N., Brock, T.D., 1974. Bacterial stromatolites: origin of laminations. *Science* 184, 1083–1085.
- Dravis, J.L., 1983. Hardened subtidal stromatolites, Bahamas. *Science* 219, 385–386.
- Dupraz, C., Visscher, P.T., Baumgartner, L.K., Reid, R.P., 2004. Microbe–mineral interactions: early carbonate precipitation in a hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas). *Sedimentology* 51, 745–765.
- Dupraz, C., Pattisina, R., Verrecchia, E.P., 2006. Translation of energy into morphology: simulation of stromatolite morphospace using a stochastic model. *Sedimentary Geology* 185, 185–203.
- Dupraz, C., Reid, R.P., Braissant, O., Decho, A.W., Norman, R.S., Visscher, P.T., 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews* 96, 141–162.
- Dupraz, C., Reid, P.R., Visscher, P.T., 2011. Modern microbialites. In: Reitner, J., Thiel, V. (Eds.), *Encyclopedia of Geobiology*. Springer, Dordrecht, pp. 617–635.
- Fairchild, I.J., 1991. Origins of carbonate in Neoproterozoic stromatolites and the identification of modern analogues. *Precambrian Research* 53, 281–299.
- Feldmann, M., 1995. Controls on stromatolite formation: a comparative study of modern stromatolites from the Bahamas with Messinian examples from southeast Spain. *Ph.D. Thesis ETH, Zürich, Switzerland*.
- Feldmann, M., 1997. Stromatolitic laminae formation and carbonate precipitation associated with microbial mats from modern Bahamian environments. In: Neuweiler, F., Reitner, J., Monty, C. (Eds.), *Biosedimentology of microbial buildups. Facies*, 36, pp. 200–203.
- Feldmann, M., McKenzie, J.A., 1998. Stromatolite–Thrombolite associations in a modern environment: Lee Stocking Island, Bahamas. *Palaios* 13, 201–212.
- Fraley, C., Raftery, A.E., Murphy, T.B., Scrucca, L., 2012. mclust Version 4 for R: normal mixture modelling for model-based clustering, classification, and density estimation. Technical Report 597. Department of Statistics, University of Washington. Online: www.stat.washington.edu/research/reports/2012/tr597.pdf.
- Gerdes, G., Krumbein, W.E., Noffke, N., 2000. Evaporite microbial sediments. In: Riding, R., Awramik, S.M. (Eds.), *Microbial Sediments*. Springer, Berlin, pp. 196–208.

- Ginsburg, R.N., Lowenstam, H.A., 1958. The influence of marine bottom communities on the depositional environment of sediments. *Journal of Geology* 66, 310–318.
- Golubic, S., 1991. Modern stromatolites—a review. In: Riding, R. (Ed.), *Calcareous Algae and Stromatolites*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 541–561.
- Golubic, S., Hofmann, H.J., 1976. Comparison of Holocene and Mid-Precambrian Entophysalidaceae (Cyanophyta) in stromatolitic algal mats: cell division and degradation. *Journal of Paleontology* 50, 1074–1082.
- Grey, K., 1989. Handbook for the study of stromatolites and associated structures (second draft). In: Kennard, J.M., Burne, R.V. (Eds.), *Stromatolite Newsletter* 14. Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Canberra, Australia, pp. 82–171.
- Grotzinger, J.P., Knoll, A.H., 1999. Stromatolites in Precambrian carbonates: evolutionary mileposts or environmental dipsticks? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 27, 313–358.
- Gunatilaka, A., 1975. Some aspects of the biology and sedimentology of laminated algal mats from Mannar lagoon, Northwest Ceylon. *Sedimentary Geology* 14, 275–300.
- Hagan, G.M., Logan, B.W., 1974. Development of carbonate banks and hypersaline basins, Shark Bay, Western Australia. *AAPG Memoir* 22, 61–139.
- Heindel, K., Birgel, D., Peckmann, J., Kuhnert, H., Westphal, H., 2010. Formation of deglacial microbialites in coral reefs off Tahiti (IODP 310) involving sulfate-reducing bacteria. *Palaios* 25, 618–635.
- Hofmann, H.J., 1969. Attributes of stromatolites. *Geological Survey of Canada paper* 69–39.
- Hofmann, H.J., 1973. Stromatolites: characteristics and utility. *Earth-Science Reviews* 9, 339–373.
- Hofmann, H.J., 1977. On Aphebian stromatolites and Riphean stromatolite stratigraphy. *Precambrian Research* 5, 175–205.
- Hofmann, H.J., Grey, K., Hickman, A.H., Thorpe, R.I., 1999. Origin of 3.45 Ga coniform stromatolites in Warrawoona Group, Western Australia. *Geological Society of America Bulletin* 111, 1256–1262.
- Horodyski, R.J., Vonder Haar, S.P., 1975. Recent calcareous stromatolites from Laguna Mormona (Baja California) Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology* 45, 894–906.
- Immenhauser, A., Hillgärtner, H., Van Bentum, E., 2005. Microbial-foraminiferal episodes in the Early Aptian of the southern Tethyan margin: ecological significance and possible relation to oceanic anoxic event 1a. *Sedimentology* 52, 77–99.
- Jahnert, R.J., Collins, L.B., 2011. Significance of subtidal microbial deposits in Shark Bay, Australia. *Marine Geology* 286, 106–111.
- Jahnert, R.J., Collins, L.B., 2012. Characteristics, distribution and morphogenesis of subtidal microbial systems in Shark Bay, Australia. *Marine Geology* 303–306, 115–136.
- Jahnert, R.J., Collins, L.B., 2013. Controls on microbial activity and tidal flat evolution in Shark Bay, Western Australia. *Sedimentology* 60 (4), 1071–1099.
- Javor, B.J., Castenholz, R.W., 1981. Laminated microbial mats, Laguna Guerrero Negro, Mexico. *Geomicrobiology Journal* 2, 237–273.
- Jones, C.B., 1981. Periodicities in stromatolite lamination from the early Proterozoic Hearne Formation, Great Slave Lake, Canada. *Palaeontology* 24, 231–250.
- Jones, B., Renaut, R.W., Konhauser, K.O., 2005. Genesis of large siliceous stromatolites at Frying Pan Lake, Waimangu geothermal field, North Island, New Zealand. *Sedimentology* 52, 1229–1252.
- Jørgensen, B.B., Cohen, Y., 1977. Solar Lake (Sinai). 5. The sulfur cycle of the benthic cyanobacterial mats. *Limnology and Oceanography* 22, 657–666.
- Kalkowsky, E., 1908. Oolith und Stromatolith im nord deutschen Buntsandstein. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 60, 68–125.
- Komar, V.A., Raaben, M.E., Semikhatov, M.A., 1965. Study method of Conophyton stromatolites and their stratigraphic importance. *Doklady Akademii Nauk SSSR* 161, 1165–1168 (In Russian).
- Logan, B.W., 1961. Cryptozoon and associate stromatolite from the recent, Shark Bay, Western Australia. *Journal of Geology* 69, 517–533.
- Macintyre, I.G., Reid, R.P., Steneck, R.S., 1996. Growth history of stromatolites in a Holocene fringing reef, Stocking Island, Bahamas. *Journal of Sedimentary Research* 66, 231–242.
- Macintyre, I.G., Prufert-Bebout, L., Reid, R.P., 2000. The role of endolithic cyanobacteria in the formation of lithified laminae in Bahamian stromatolites. *Sedimentology* 47, 915–921.
- Mas, R., Benito, M.I., Arribas, J., Serrano, A., Guimerà, J., Alonso, A., Alonso-Azcárate, J., 2002a. La cuenca de Cameros: desde la extensión finijurásica-eocretácica a la inversión terciaria—implicaciones en la exploración de hidrocarburos. *Zubia* 14, 9–64.
- Mas, R., Segura, M., Salas, R., Fregenal-Martínez, M.A., Sanz, J.L., García, A., Meléndez, M.N., Carenas, B., García-Hidalgo, J., Ortega, F., Gil, J., Martín-Chivelet, J., 2002b. Chapter 12 Cretaceous: the Iberian basin. In: Gibbons, W., Montero, M.T. (Eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society, London, pp. 284–288.
- Maslov, V.P., 1960. Stromatolites: their genesis, method of study, relationship to facies, and their geological importance based on examples from the Ordovician of the Siberian Platform. *Academy of Sciences of the USSR, Geological Institute Proceedings*, 41 (In Russian).
- Mata, S.A., Harwood, C.L., Corsetti, F.A., Stork, N.J., Eilers, K., Berelson, W.M., Spear, J.R., 2012. Influence of gas production and filament orientation on stromatolite microfabric. *Palaios* 27, 206–219.
- Matyszkiewicz, J., Krajewski, M., Kedzierski, J., 2006. Origin and evolution of an Upper Jurassic complex of carbonate buildups from Zegarowe Rocks (Kraków-Wielun Upland, Poland). *Facies* 52, 249–263.
- Matyszkiewicz, J., Kochman, A., Duś, A., 2012. Influence of local sedimentary conditions on development of microbialites in the Oxfordian carbonate buildups from the southern part of the Kraków-Czestochowa Upland (South Poland). *Sedimentary Geology* 263–264, 109–132.
- Mercedes-Martín, R., Salas, R., Arenas, C., 2013. Facies heterogeneity and depositional models of a Ladinian (Middle Triassic) microbial-dominated carbonate ramp system (Catalan Coastal Ranges, NE Spain). *Marine and Petroleum Geology* 46, 107–128.
- Monty, C.L.V., 1976. The origin and development of cryptalgal fabrics. In: Walter, M.R. (Ed.), *Stromatolites. Developments in Sedimentology*, 20. Elsevier, Amsterdam, pp. 193–249.
- Monty, C., 1977. Evolving concepts on the nature and the ecological significance of stromatolites. In: Flügel, E. (Ed.), *Fossil Algae: Recent Results and Developments*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 15–35.
- Nicholson, J.A.M., Stolz, J.F., Pierson, B.K., 1987. Structure of a microbial mat at Great Sippewissett Marsh, Cape Cod, Massachusetts. *FEMS Microbiology Letters* 45, 343–364.
- Ortí, F., 2010. Evaporitas: formaciones marinas y continentales. Algunos ejemplos. In: Arche, A. (Ed.), *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. CSIC, Madrid, pp. 771–838.
- Park, R.K., 1976. A note on the significance of lamination in stromatolites. *Sedimentology* 23, 379–393.
- Park, R.K., 1977. The preservation potential of some recent stromatolites. *Sedimentology* 24, 485–506.
- Petryshyn, V.A., Corsetti, F.A., 2011. Analysis of growth directions of columnar stromatolites from Walker Lake, western Nevada. *Geobiology* 9, 425–435.
- Petryshyn, V.A., Corsetti, F.A., Berelson, W.M., Beaumont, W., Lund, S.P., 2012. Stromatolite lamination frequency, Walker Lake, Nevada: implications for stromatolites as biosignatures. *Geology* 40, 499–502.
- Planavsky, N., Ginsburg, R.N., 2009. Taphonomy of modern marine Bahamian microbialites. *Palaios* 24, 5–17.
- Planavsky, N., Grey, K., 2008. Stromatolite branching in the Neoproterozoic of the Centralian Superbasin, Australia: an investigation into sedimentary and microbial control of stromatolite morphology. *Geobiology* 6, 33–45.
- Planavsky, N., Reid, R.P., Lyons, T.W., Myhrall, K.L., Visscher, P.T., 2009. Formation and diagenesis of modern marine calcified cyanobacteria. *Geobiology* 7, 566–576.
- Playford, P.E., Cockbain, A.E., 1976. Modern algal stromatolites at Hamelin Pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, Western Australia. In: Walter, M.R. (Ed.), *Stromatolites. Developments in Sedimentology*, 20. Elsevier, Amsterdam, pp. 389–411.
- Popa, R., Kinkle, B.K., Badescu, A., 2004. Pyrite framboids as biomarkers for iron-sulfur systems. *Geomicrobiology Journal* 21, 193–206.
- Pope, M.C., Grotzinger, J.P., Schreiber, B.C., 2000. Evaporitic subtidal stromatolites produced by *in situ* precipitation: textures, facies associations, and temporal significance. *Journal of Sedimentary Research* 70, 1139–1151.
- Preiss, W.V., 1973. The systematics of South Australian Precambrian and Cambrian stromatolites. Part II. *Transactions of the Royal Society of South Australia* 97, 91–125.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, J.R., Alonso, A., 2010. Un ejemplo de llanura fluvio-deltaica influenciada por las mareas: el yacimiento de icnitas de Serrantes (Grupo Oncala, Berriasiense, Cuenca de Cameros, N. de España). *Geocaceta* 49, 15–18.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, J.R., 2013a. Depositional depth of laminated carbonate deposits: insights from the Lower Cretaceous Valdeprado Formation (Cameros Basin, N Spain). *Journal of Sedimentary Research* 83, 241–257.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, J.R., 2013b. New insights on stratigraphy and sedimentology of the Oncala Group (eastern Cameros Basin): implications for the paleogeographic reconstruction of NE Iberia at Berriasian times. *Journal of Iberian Geology* 39, 313–334.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, J.R., 2014. Tidal versus continental sandy-muddy flat deposits: evidence from the Oncala Group (Early Cretaceous, N Spain). *IAS Special Publication*, 48 (in press).
- R Development Core Team, 2012. R: a language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna (<http://www.R-project.org/>).
- Reid, R.P., Browne, K.M., 1991. Intertidal stromatolites in a fringing Holocene reef complex, Bahamas. *Geology* 19, 15–18.
- Reid, R.P., Macintyre, I.G., Browne, K.M., Steneck, R.S., Miller, T., 1995. Modern marine stromatolites in the Exuma Cays, Bahamas: uncommonly common. *Facies* 33, 1–18.
- Reid, R.P., Macintyre, I.G., Steneck, R.S., 1999. A microbialite/algal ridge fringing reef complex, Highborne Cay, Bahamas. *Atoll Research Bulletin* 465, 1–18.
- Reid, R.P., Visscher, P.T., Decho, A.W., Stolz, J.F., Bebout, B.M., Dupraz, C., Macintyre, I.G., Paerl, H.W., Pinckney, J.L., Prufert-Bebout, L., Steppe, T.F., DesMarais, D.J., 2000. The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature* 406, 989–992.
- Reid, R.P., James, N.P., Macintyre, I.G., Dupraz, C.P., 2003. Shark Bay stromatolites: microfabrics and reinterpretation of origins. *Facies* 49, 299–324.
- Reitner, J., 1993. Modern cryptic microbialite/Metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia). *Formation and concepts*. *Facies* 29, 3–40.
- Riding, R., 2000. Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology* 47 (Suppl. 1), 179–214.
- Riding, R., 2011. Microbialites, stromatolites, and thrombolites. In: Reitner, J., Thiel, V. (Eds.), *Encyclopedia of Geobiology*. Springer, Dordrecht, pp. 635–654.
- Riding, R., Tomás, S., 2006. Stromatolite reef crusts, Early Cretaceous, Spain: bacterial origin of *in situ*-precipitated peloid microspar? *Sedimentology* 53, 23–34.
- Riding, R., Awramik, S.M., Winsborough, B.M., Griffin, K.M., Dill, R.F., 1991a. Bahamian giant stromatolites: microbial composition of surface mats. *Geological Magazine* 128, 227–234.
- Riding, R., Braga, J.C., Martín, J.M., 1991b. Oolite stromatolites and thrombolites, Miocene, Spain: analogues of Recent giant Bahamian examples. *Sedimentary Geology* 71, 121–127.
- Roddy, H.J., 1915. Concretions in streams formed by the agency of blue-green algae and related plants. *Proceedings of the American Philosophical Society* 54, 246–258.
- Rodríguez-Martínez, M., Sánchez, F., Walliser, E.O., Reitner, J., 2012. An Upper Turonian fine-grained shallow marine stromatolite bed from the Muñecas Formation, Northern Iberian Ranges, Spain. *Sedimentary Geology* 263–264, 96–108.

- Rouchy, J.M., Monty, C.L., 1981. Stromatolites and cryptalgal laminites associated with Messinian gypsum of Cyprus. In: Monty, C. (Ed.), *Phanerozoic Stromatolites: Case Histories*. Springer-Verlag, New York, pp. 155–180.
- Rouchy, J.M., Monty, C., 2000. Gypsum microbial sediments: Neogen and Modern examples. In: Riding, R., Awramik, S.M. (Eds.), *Microbial Sediments*. Springer, Berlin, pp. 209–216.
- Schreiber, B.C., El Tabakh, M., 2000. Deposition and early alteration of evaporites. *Sedimentology* 47 (Suppl. 1), 215–238.
- Schulz, E., 1936. Das Farbstreifen-Sandwatt und seine Fauna, eine ökologische biozönotische Untersuchung an der Nordsee. *Kieler Meeresforschungen* 1, 359–378.
- Semikhatov, M.A., Raaben, M.E., 2000. Proterozoic stromatolite taxonomy and biostratigraphy. In: Riding, R., Awramik, S.M. (Eds.), *Microbial Sediments*. Springer, Berlin, pp. 295–306.
- Semikhatov, M.A., Gebelein, C.D., Cloud, P., Awramik, S.M., Benmore, W.C., 1979. Stromatolite morphogenesis—progress and problems. *Canadian Journal of Earth Sciences* 16, 992–1015.
- Seong-Joo, L., Browne, K.M., Golubic, S., 2000. On stromatolite lamination. In: Riding, R., Awramik, S.M. (Eds.), *Microbial Sediments*. Springer, Berlin, pp. 16–24.
- Spadafora, A., Perri, E., McKenzie, J.A., Vasconcelos, C., 2010. Microbial biomineralization processes forming modern Ca:Mg carbonate stromatolites. *Sedimentology* 57, 27–40.
- Storrie-Lombardi, M.C., Awramik, S.M., 2006. A sideways view of stromatolites: complexity metrics for stromatolite laminae. In: Hoover, R.B., Levin, G.V., Rozanov, A.Y. (Eds.), *Instruments, Methods and Missions for Astrobiology IX*. SPIE, San Diego, pp. 1–12.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Mas, J.R., Benito, M.I., 2010. Nuevas aportaciones sobre la influencia marina y la edad de los carbonatos de la Fm Leza en el sector de Préjano (SE de La Rioja). *Cretácico Inferior, Cuenca de Cameros*. *Geogaceta* 49, 7–10.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, E., Benito, M.I., Mas, J.R., 2013. Eustatic versus tectonic control in an intraplate rift basin (Leza Fm, Cameros Basin). *Chronostratigraphic and paleogeographic implications for the Aptian of Iberia*. *Journal of Iberian Geology* 39, 285–312.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, E., Benito, M.I., Mas, J.R., 2014. Do stromatolites n to trap ooids? Insights from a Cretaceous system of coastal-wetlands. *IA Publication*, 48 (in press).
- Takashima, C., Kano, A., 2008. Microbial processes forming daily lamination in a str travertine. *Sedimentary Geology* 208, 114–119.
- Visscher, P.T., Reid, R.P., Bebout, B.M., Hoeft, S.E., Macintyre, I.G., Thompson Jr., J., 2000. Formation of lithified micritic laminae in modern marine stromatolites (B the role of sulfur cycling. *American Mineralogist* 83, 1482–1493.
- Visscher, P.T., Reid, R.P., Bebout, B.M., 2000. Microscale observations of sulfate r correlation of microbial activity with lithified micritic laminae in moder stromatolites. *Geology* 28, 919–922.
- Vologdin, A.G., 1962. The oldest algae of the USSR. *Academy of Sciences of t Moscow* (In Russian).
- Von der Borch, C.C., Bolton, B., Warren, J.K., 1977. Environmental setting ar structure of subfossil lithified stromatolites associated with evaporite: Lake, South Australia. *Sedimentology* 24, 693–708.
- Wagstaff, K.L., Corsetti, F.A., 2010. An evaluation of information-theoretic me detecting structural microbial biosignatures. *Astrobiology* 10, 363–379.
- Walter, M.R., 1972. Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Pre and Cambrian. *Special Papers in Palaeontology*, 11. The Palaeontological As London.
- Warren, J.K., 2006. *Evaporites: sediments. Resources and Hydrocarbons*. Springer.
- Woods, A.D., 2013. Microbial ooids and cortoids from the Lower Triassic (Spathi Limestone, Nevada, USA: evidence for an Early Triassic microbial bloom in depositional environments. *Global and Planetary Change* 105, 91–101.
- Zhang, Y., Jin, L., Xiao, S., Liang, Y., 1993. Image analysis of stromatolite fabri spatial frequency power spectrum analysis system. *Journal of Geology* 101,

Capítulo 7



Capítulo 7. DISCUSIÓN GENERAL: CONTROL TECTÓNICO Y EUSTÁTICO EN LA SEDIMENTACIÓN DE LA FM LEZA Y EN EL DESARROLLO DE SUS MICROBIALITAS. IMPLICACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

ÍNDICE

7.1 - INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS PARCIALES DEL CAPÍTULO

7.2 - CONTROL TECTÓNICO EN LA SEDIMENTACIÓN DE LA FM LEZA

7.2.1 - La Cuenca de Cameros en el marco tectónico de la Placa Ibérica

7.2.2 - Influencia de la estructuración tardivarisca en la extensión mesozoica

7.2.3 - Influencia de la estructuración tardivarisca en la Cuenca de Cameros

7.2.3.1 - Borde norte de la Cuenca de Cameros

7.2.4 - Posible migración de las evaporitas triásicas durante la extensión

7.2.4.1 - Zona con directriz SO-NE entre Torrecilla y Clavijo

7.2.4.2 - Zona con directriz O-E entre Leza el Río Leza y Jubera

7.2.4.3 - Zona con directriz NO-SE entre Jubera y Préjano

7.3 - RELACIÓN ENTRE CONTROL TECTÓNICO Y CONTROL EUSTÁTICO

7.4 - INFLUENCIA DE LA TECTÓNICA Y EL EUSTATISMO EN LAS MICROBIALITAS DE LA FM LEZA

7.4.1 - Contexto global de las microbialitas del Aptiense inferior

7.5 - PALEOGEOGRAFÍA DE LA FM LEZA

7.6 - CONCLUSIONES PARCIALES DEL CAPÍTULO

* **ARTÍCULO:** Suarez-Gonzalez et al. (2013) Eustatic *versus* tectonic control in an intraplate rift basin (Leza Fm, Cameros Basin). Chronostratigraphic and paleogeographic implications for the Aptian of Iberia. *Journal of Iberian Geology* 39: 285-312.

7 - DISCUSIÓN GENERAL: CONTROL TECTÓNICO Y EUSTÁTICO EN LA SEDIMENTACIÓN DE LA FM LEZA Y EN EL DESARROLLO DE SUS MICROBIALITAS. IMPLICACIONES PALEOGEOGRÁFICAS

7.1 - INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS PARCIALES DEL CAPÍTULO

En este capítulo final se aportan datos e interpretaciones inéditas sobre la tectónica extensional que controló la sedimentación de la Fm Leza, con la finalidad de compararlos con los datos previamente expuestos en esta memoria sobre el control eustático. Este capítulo incluye, además, el artículo “*Eustatic versus tectonic control in an intraplate rift basin (Leza Fm, Cameros Basin). Chronostratigraphic and paleogeographic implications for the Aptian of Iberia*” (publicado en el volumen 39 de la revista *Journal of Iberian Geology*), que discute la importancia relativa de la tectónica y el eustatismo durante la sedimentación de la Fm Leza, así como la edad de esta unidad, su correlación con unidades coetáneas y su contexto paleogeográfico. Por último, este capítulo incluye también interpretaciones inéditas sobre la influencia relativa de la tectónica y el eustatismo en el origen y desarrollo de las microbialitas de la Fm Leza. Por lo tanto, este capítulo aporta una visión general de la Fm Leza mediante la que se integran y discuten los diversos aspectos tratados en esta memoria dentro del contexto regional y supra-regional de esta unidad. Los objetivos concretos planteados en este capítulo son:

- Describir el contexto tectónico general de la Cuenca de Cameros en relación con la fracturación tardivarisca de la Placa Ibérica. Caracterizar por primera vez la influencia de esta fracturación en la tectónica extensional, tanto a escala general de toda la Cuenca de Cameros, como en concreto en el borde norte durante el ciclo Barremiense superior-Aptiense inferior. Interpretar la dirección, extensión y características de las fracturas extensionales que controlaron en el borde norte de la cuenca la sedimentación de las Fms Jubera y Leza.
- Presentar los datos cartográficos que sugieren una posible migración de evaporitas triásicas a favor de fracturas extensionales y una posible influencia de esta migración en la sedimentación de las Fms Jubera y Leza, así como en otras unidades del relleno de la Cuenca de Cameros.
- Comparar los principales factores alocíclicos (tectónica y eustatismo) que controlaron la sedimentación de la Fm Leza y discernir su influencia relativa a lo largo de la evolución tectonosedimentaria de esta unidad.
- Relacionar los datos obtenidos en esta tesis doctoral sobre los diferentes tipos de microbialitas de la Fm Leza con el contexto regional y global para interpretar la influencia que los factores alocíclicos de gran escala pudieron haber tenido en el origen y desarrollo de las estructuras microbianas de esta unidad.
- A partir de la interpretación cronoestratigráfica y litoestratigráfica realizada en esta tesis (ver capítulo 2) y de los datos tectónicos aportados en este capítulo, reconstruir la paleogeografía de la Fm Leza comparando los datos conocidos de esta unidad y de la Cuenca de Cameros con información sobre otras cuencas sedimentarias cretácicas del NE de Iberia.
- Reconstruir la evolución geológica del borde norte de la Cuenca de Cameros durante el ciclo Barremiense superior-Aptiense inferior, integrando todos los datos presentados en esta memoria en el contexto general planteado en este capítulo.

7.2 - CONTROL TECTÓNICO EN LA SEDIMENTACIÓN DE LA FM LEZA

7.2.1 - La Cuenca de Cameros en el marco tectónico de la Placa Ibérica

La Cuenca de Cameros es una cuenca sedimentaria extensional, hoy en día invertida, situada en el interior de la Placa Ibérica (ver capítulo 1 de esta memoria). La característica tectónica principal de

esta cuenca sedimentaria, dentro del contexto general de la placa, es que se encuentra en la intersección de dos grandes zonas de fracturación tardivarisca del basamento, con direcciones SO-NE y NO-SE (Fig. 7.1), como ya puso de relieve Tischer (1966b) en el primer trabajo que estudió el origen tectónico de la Cuenca de Cameros (ver detalles en el apartado 1.5.3 de esta memoria). La zona de fracturación SO-NE corresponde, en líneas generales, a la Falla de Alentejo-Plasencia en el Macizo Ibérico, a las directrices principales del Sistema Central y a la Falla de Pamplona (Fig. 7.1); mientras que la zona de fracturación NO-SE se corresponde, aproximadamente, con la Falla de Ventaniella en la Cordillera Cantábrica y con las directrices tectónicas de la Cordillera Ibérica (Fig. 7.1; Vegas, 1975; Álvaro et al., 1979; Vegas y Banda, 1982; Capote, 1983b; Capote et al., 2002; De Vicente et al., 2004; De Vicente y Vegas, 2009). Estos accidentes tectónicos con centenares de kilómetros de longitud se cruzan en la Cuenca de Cameros y sus prolongaciones marcan los límites de ésta (Fig. 7.2).

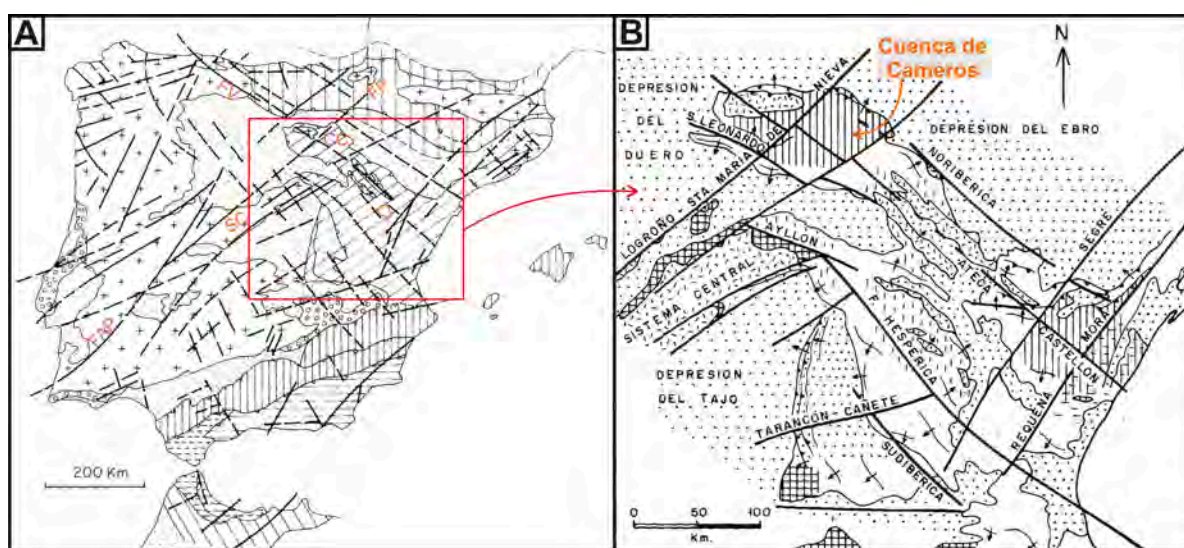


Figura 7.1: Fracturación tardivarisca del basamento de la Península Ibérica. **A:** Mapa geológico de la Península Ibérica en el que se resaltan las principales zonas de desgarre tardivariscas. Modificado de Vegas y Banda (1982). FAP: Falla de Alentejo-Plasencia. SC: Sistema Central. CC: Cuenca de Cameros. FP: Falla de Pamplona. FV: Falla de Ventaniella. CI: Cordillera Ibérica. **B:** Mapa geológico general de la Cordillera Ibérica, tomado de Álvaro et al. (1979), en el que se resaltan las principales zonas de fracturación, asociadas a los desgarres tardivariscos mostrados en A.

En concreto, en el área de estudio de esta tesis, la impronta de las dos directrices principales de fracturación tardivarisca puede reconocerse en las direcciones que presenta en la actualidad el borde norte de la cuenca (Fig. 7.2). El sector de Torrecilla-Clavijo tiene una dirección aproximada SO-NE prácticamente alineada con la Falla de Alentejo-Plasencia, al SO, y con la Falla de Pamplona, al NE (Fig. 7.2). Por otro lado, el sector de Jubera-Fitero (Fig. 7.2) corresponde al extremo NO de la Falla Noribérica (Álvaro et al., 1979; Fig. 7.1B), con dirección general NO-SE, que, a su vez, es la prolongación de zonas de fracturación tardivarisca de la Cordillera Cantábrica paralelas a la Falla de Ventaniella (Fig. 7.1A).

Estas grandes zonas de fracturación del basamento que atraviesan toda la Península Ibérica son interpretadas como fallas de desgarre a escala cortical formadas al final de la Orogenia Varisca a lo largo de una amplia zona de cizalla que atravesó gran parte del orógeno (Arthaud y Matte, 1975; 1977; Vegas, 1975; Capote, 1983b; Doblas, 1991; Doblas et al., 1994). Estos desgarres compartimentaron la Placa Ibérica y condicionaron en gran medida la tectónica posterior, siendo reactivadas como fallas normales o en dirección durante las etapas extensionales del Pérmico y del Mesozoico, asociadas con la ruptura de Pangea (Vegas, 1975; Álvaro et al., 1979; Vegas y Banda, 1982; Guiraud y Seguret, 1985; Doblas et al., 1994; Arche y López-Gómez, 1996; Salas et al., 2001; De Vicente et al., 2009).

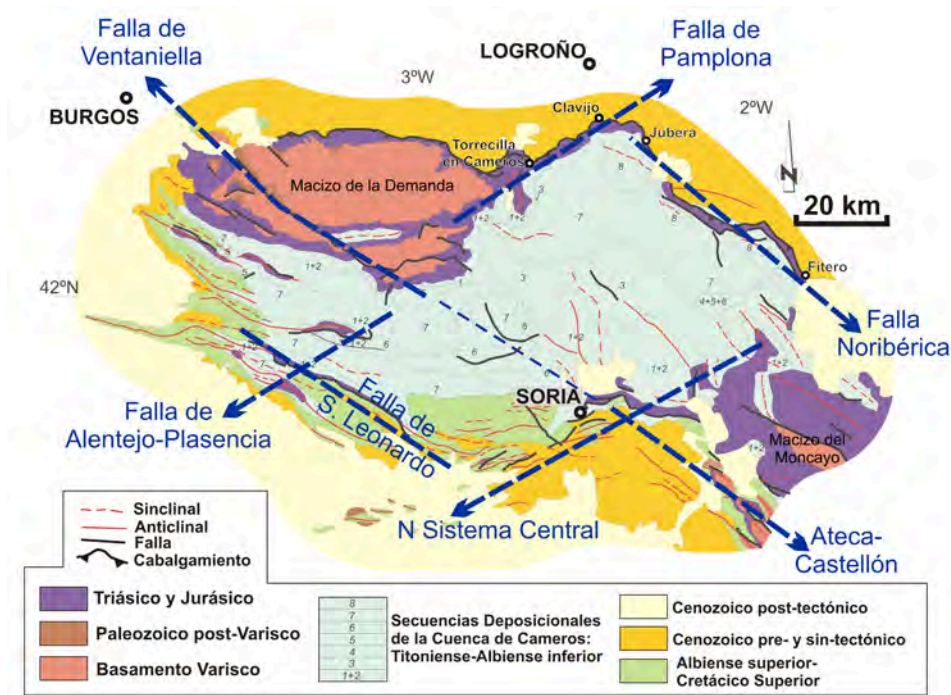


Figura 7.2: Mapa geológico de la Cuenca de Cameros (modificado de Mas et al., 2002a) al que se han superpuesto en líneas discontinuas azules las estructuras o lineaciones tectónicas que limitan esta cuenca y que suponen la prolongación de grandes zonas de fractura tardivariscas (compárese con los mapas de la Fig. 7.1). Las flechas indican hacia qué estructura o directriz tardivarisca se prolonga la lineación marcada en el mapa.

7.2.2 - Influencia de la estructuración tardivarisca en la extensión mesozoica

Durante la primera etapa extensional posterior a la Orogenia Varisca (etapa pérmico-triásica), los desgarres tardivariscos ejercieron un importante control en la sedimentación, siendo reactivados como fallas normales que delimitaron semigrábenes asimétricos (Álvaro et al., 1979; Sopeña et al., 1983; Doblas et al., 1994; Roca et al., 1994; Arche y López-Gómez, 1996). La segunda gran etapa de fracturación extensional de la Placa Ibérica tuvo lugar durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior (ver apartado 1.4.1 de esta memoria) y estuvo asociada al *rifting* del Golfo de Vizcaya, que causó la individualización de la Placa Ibérica y la rotación antihoraria de ésta respecto a la Placa Europea (p.ej. Álvaro, 1979; Salas y Casas, 1993; Salas et al., 2001; Gong et al., 2008).

La apertura del Golfo de Vizcaya produjo un régimen extensional en el interior de la placa que también estuvo controlado por las grandes zonas de fracturación tardivarisca (Salas et al., 2001; Tugend et al., 2014). De hecho, Tugend et al. (2015) han propuesto recientemente que el corredor de fracturación NO-SE, asociado hoy en día a la Falla de Ventaniella y a las directrices de la Cordillera Ibérica (Fig. 7.1), actuó durante el Jurásico Superior-Cretácico Inferior como una zona transtensional sinistral que controló los movimientos entre el Macizo Ibérico y el Macizo del Ebro, generando así una serie de cuencas sedimentarias independientes en las que se acumularon grandes espesores de materiales de esta edad (cuencas Vasco-Cantábrica, de Cameros y del Maestrazgo; Fig. 7.3). Estos autores señalan que todo este sistema extensional asociado al *rifting* del Golfo de Vizcaya estuvo, a su vez, también segmentado y controlado por grandes fracturas del basamento de dirección aproximada SO-NE como la Falla de Pamplona o la Falla de Toulouse (Fig. 7.3).

7.2.3 - Influencia de la estructuración tardivarisca en la Cuenca de Cameros

La Cuenca de Cameros es una de las cuencas sedimentarias de edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior asociadas al *rifting* del Golfo de Vizcaya (ver apartado 1.4.2 de esta memoria). Aunque esta cuenca no parece haber estado limitada, durante la extensión, por una única falla normal de borde que creara todo el espacio de acomodación necesario para la acumulación de más de 6500 m de espesor vertical de sedimento (Mas et al., 1993; Guimerà et al., 1995; Omodeo-Salè et al., 2014), es probable que las fracturas

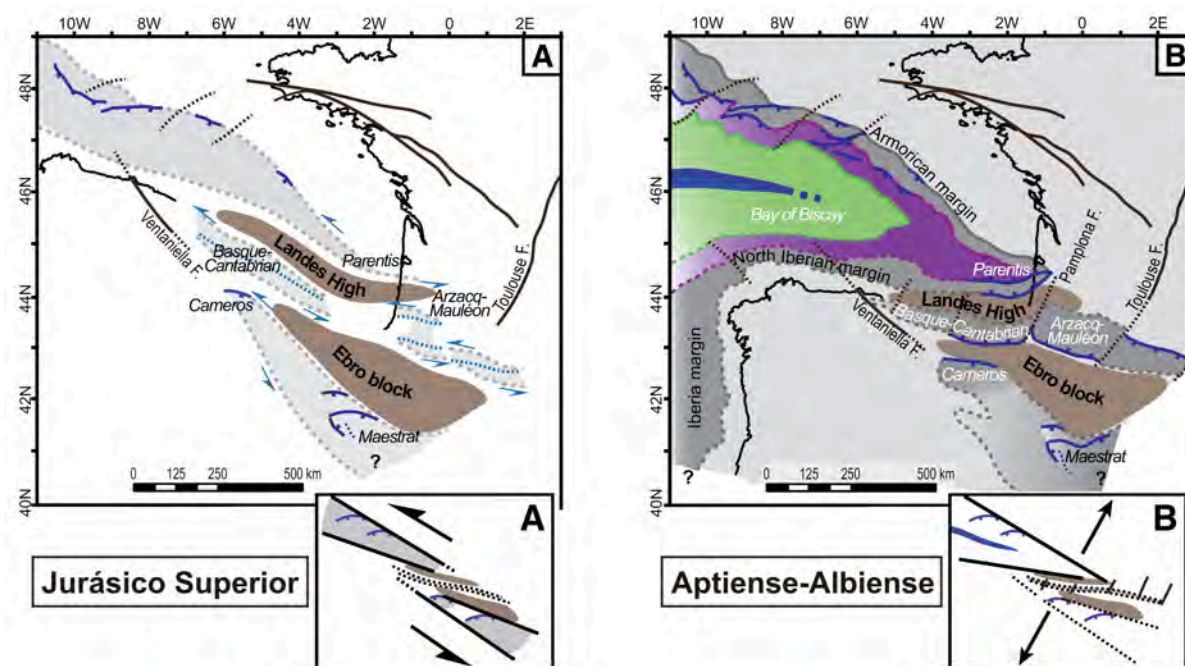


Figura 7.3: Diagramas paleogeográficos de Tugend et al. (2015) que muestran la evolución de la apertura del Golfo de Vizcaya desde el inicio del *rifting* en el Jurásico Superior (A) hasta el fin de éste y el comienzo de la creación de corteza oceánica, a partir del Albiense (B). En la Placa Ibérica, la zona de fracturación tardivarisca NO-SE asociada a la Falla de Ventaniella y a las directrices de la Cordillera Ibérica controló el desarrollo de las cuencas Vasco-Cantábrica, de Cameros y del Maestrazgo, tanto en la fase inicial (A), predominantemente transtensiva, según estos autores, como en las fases extensionales finales (B). Por otro lado, las estructuras tardivariscas SO-NE, como las fallas de Pamplona o de Toulouse también controlaron la extensión. Nótese que aunque Tugend et al. (2015) sólo consideran la influencia de estas fallas SO-NE en las cuencas Vasco-Cantábrica y Pirenaica, la prolongación de estas estructuras coincide aproximadamente con los límites de la Cuenca de Cameros y de la Cuenca del Maestrazgo.

tardivariscas del basamento sí controlaran la evolución tectónica de la cuenca y la sedimentación en ella (Fig. 7.2). De hecho, en algunos trabajos se han descrito fracturas actuales de dirección aproximada NO-SE (paralela a la de la Falla de Ventaniella) que parecen haber controlado el espesor de algunas unidades en el extremo oriental de la Cuenca de Cameros, por lo que podrían ser fracturas sinsedimentarias reactivadas durante la compresión (Guiraud y Seguret, 1985; Gómez-Fernández, 1992; Quijada et al., 2013; Quijada, 2014).

7.2.3.1 - Borde norte de la Cuenca de Cameros

Como se detalla en el apartado 1.4.2 de esta memoria, la arquitectura estratigráfica de la Cuenca de Cameros muestra una migración progresiva hacia el norte de los depocentros de las sucesivas secuencias deposicionales (Fig. 1.6; Mas et al., 1993; 2002a; Omodeo-Salè et al., 2014), lo que produjo que las unidades más antiguas (Titoniense-Barremiense inferior) fueran depositadas fundamentalmente en la zona sur y en la zona central de la cuenca, mientras que en el borde norte no hubo registro sedimentario hasta la secuencia Barremiense superior-Aptiense inferior, a la que pertenece la Fm Leza (Fig. 1.5).

La etapa Barremiense superior-Aptiense inferior supone una de las fases de subsidencia más rápida e importante de la Cuenca de Cameros (Omodeo Salè, 2014), así como de otras cuencas de la Placa Ibérica (p.ej. Salas et al., 2001). En el borde norte de la Cuenca de Cameros, esta importante etapa extensional estuvo marcada por la fracturación del sustrato Jurásico marino de la cuenca. Pese a la enorme influencia de la tectónica compresiva alpina, esta fracturación ha podido ser reconocida, gracias a la cartografía geológica detallada realizada en esta tesis doctoral (Figs. 2.4-6). Esta fracturación extensional originó una serie de cubetas a lo largo de todo el borde norte en las que se depositó en primer lugar la Fm Jubera y posteriormente la Fm Leza (Figs. 7.4). Como se ha descrito en el apartado 2.3.4 de esta memoria, la distribución y la extensión lateral de estas cubetas pueden relacionarse con las de los litosomas de estas

formaciones observados en la cartografía geológica (Figs. 7.5). La distribución de estos litosomas permite diferenciar dos zonas principales, marcadas por las directrices generales del borde norte de la cuenca (Fig. 7.6): una zona, situada al norte (entre Leza del Río Leza y Jubera), con dirección aproximada O-E (cuyo extremo occidental corresponde con la directriz SO-NE que limita la cuenca); y otra, situada al este (entre Jubera y Préjano), con dirección NO-SE. En la zona con direcciones O-E predominan los litosomas extensos y con un gran espesor tanto de la Fm Jubera como de la Fm Leza, como el litosoma de Leza o el de San Martín (Fig. 7.5). Por el contrario, la zona con direcciones NO-SE incluye un mayor número de

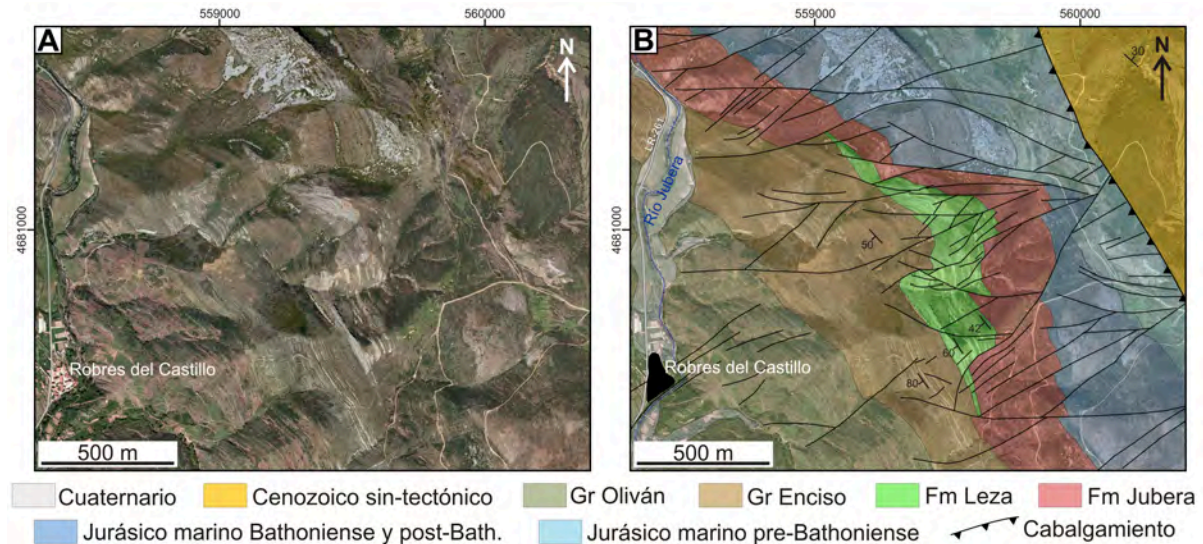


Figura 7.4: Cartografía geológica de detalle del litosoma de San Vicente (ver Fig. 7.5 para localización). **A:** Ortoimagen de los alrededores de Robres del Castillo en el valle del Río Jubera. **B:** Cartografía geológica de este sector superpuesta sobre la misma ortoimagen de A. Nótese que la fracturación del Jurásico marino controla la distribución y los espesores de la Fm Jubera y, sobre todo, de la Fm Leza.

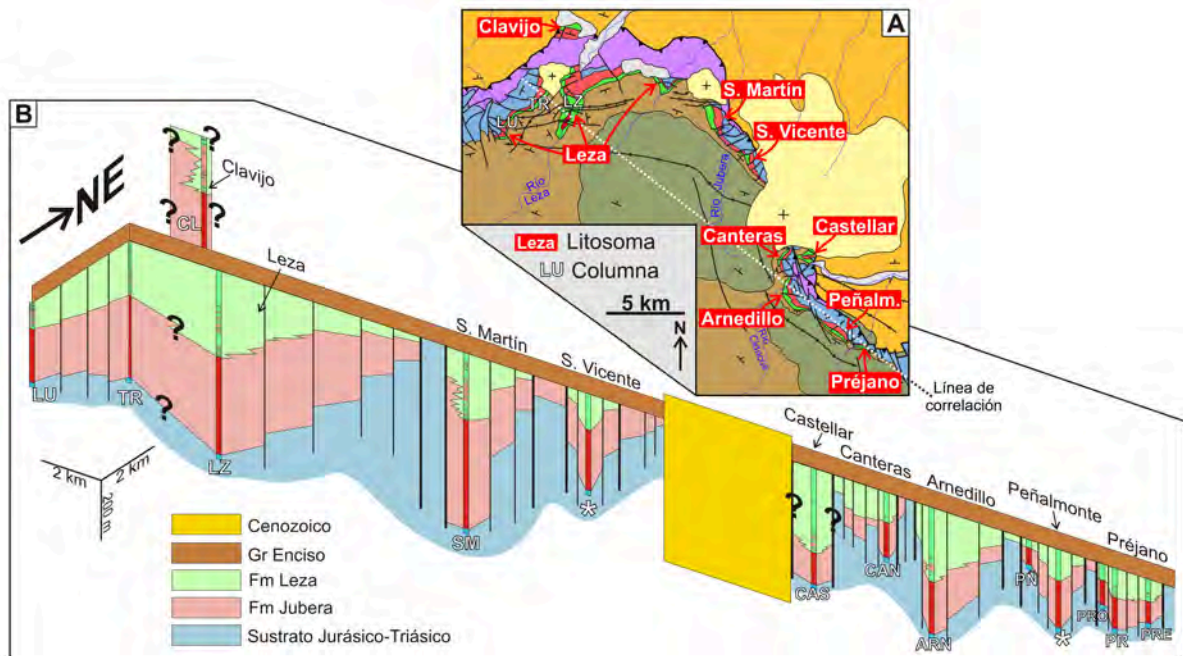


Figura 7.5: Litosomas de las Fms Jubera y Leza. **A:** Mapa geológico sintético del área de estudio en el que se han señalado el nombre de cada uno de los litosomas. En el litosoma de Leza se ha marcado la localización de cada una de las columnas levantadas. LU: Luezas. TR: Trevijano. LZ: Río Leza. Ver leyenda en Fig. 7.6. **B:** Panel de correlación esquemático de las columnas estratigráficas de las Fms Leza y Jubera. La línea aproximada de correlación está dibujada en A. Las columnas se han correlacionado con los datos de la cartografía geológica. Encima del panel se encuentra el nombre de cada litosoma. Debajo de cada columna se encuentran las siglas de ésta. Las columnas marcadas con un asterisco no han sido levantadas con detalle, sino simplemente medidas. LU: Luezas. TR: Trevijano. CLA: Clavijo. LZ: Río Leza. SM: San Martín. SV: San Vicente. CAS: Castellar. CAN: Canteras. ARN: Arnedillo. PÑ: Peñalmonte. PRO: Préjano Oeste. PR: Préjano. PRE: Préjano Este.

litosomas que la zona O-E, pero éstos tienen menor extensión y presentan, en general, un espesor también menor de las unidades, sobre todo de la Fm Jubera (Fig. 7.5).

La estructuración general del borde norte de la Cuenca de Cameros, junto con la distribución de los litosomas de las Fms Jubera y Leza, sugieren un cierto control por parte de las directrices tardivariscas (Fig. 7.6), como ocurría con la estructura general de toda la cuenca (Fig. 7.2): el extremo noroccidental (zona con dirección SO-NE, entre Luezas y Clavijo) sería paralelo a las directrices de las fallas de Alentejo-Plasencia y de Pamplona, mientras que el extremo nororiental (zona con dirección NO-SE, entre Jubera y Préjano) sería paralelo a las directrices de la Falla de Ventaniella y a las de la Cordillera Ibérica (Fig. 7.1). La zona O-E entre Leza del Río Leza y Jubera quedaría comprendida entre ambas directrices tardivariscas, siendo probablemente el reflejo de la intersección de ambas justo en el extremo septentrional de la Cuenca de Cameros (Fig. 7.2).

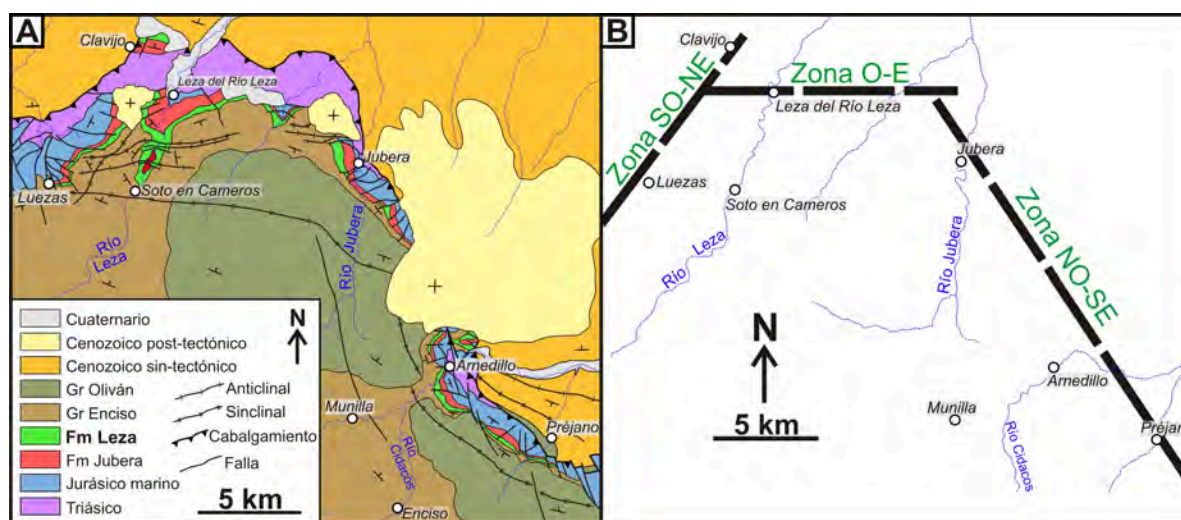


Figura 7.6: A: Mapa geológico simplificado del borde norte de la Cuenca de Cameros, área de estudio de esta tesis doctoral. **B:** Esquema cartográfico de las principales zonas tectónicas observadas en el borde norte de la Cuenca de Cameros, cuyas directrices coinciden con las de los desgarres tardivariscos (ver Fig. 7.2 y texto para más detalles).

Las direcciones generales de extensión deducidas para la Cuenca de Cameros son principalmente N-S o NNE-SSO²⁵ (Guimerà et al., 1995; Mata et al., 2001; Soto et al., 2008). Por lo tanto, superponiendo estas direcciones generales de extensión a la estructuración tardivarisca del borde norte de la cuenca pueden explicarse la distribución y las características generales de los litosomas de las Fms Jubera y Leza dispuestos a lo largo del borde norte (Fig. 7.7):

- La zona con directriz SO-NE entre Luezas y Clavijo es oblicua a las direcciones generales de extensión (o casi paralela durante algunos episodios; ver nota 25), por lo que estaría sometida fundamentalmente a esfuerzos transtensionales dextrales y supondría el borde occidental de la zona O-E (Fig. 7.6). La zona de directriz O-E entre Leza del Río Leza y Jubera tuvo una estructuración previa aproximadamente perpendicular a las direcciones generales de extensión, por lo que la fracturación del sustrato Jurásico marino pudo desarrollar cubetas relativamente extensas (litosomas de Leza y de San Martín), limitadas por fallas normales de direcciones aproximadas O-E. Algunas evidencias de estas fracturas extensionales pueden observarse todavía hoy en día, tanto a escala de afloramiento (Fig. 7.8), como a escala cartográfica (Fig. 7.9). La cartografía detallada del litosoma de San Martín (Figs. 7.5, 7.9) muestra un buen ejemplo de la tectónica extensional original, pues en el norte del litosoma se observa una importante zona de fractura del sustrato Jurásico marino, que limita la sedimentación de las Fms Jubera y Leza y que probablemente corresponda a una reactivación durante la compresión de la fracturación

25.- Aunque durante algunos periodos las direcciones principales de extensión pudieron haber variado, siendo NE-SO (Guiraud y Seguret, 1985; Casas-Sainz y Gil-Imaz, 1998; Mata et al., 2001; Tugend et al., 2015), o incluso siendo direcciones transtensionales NO-SE (Soto et al., 2008).

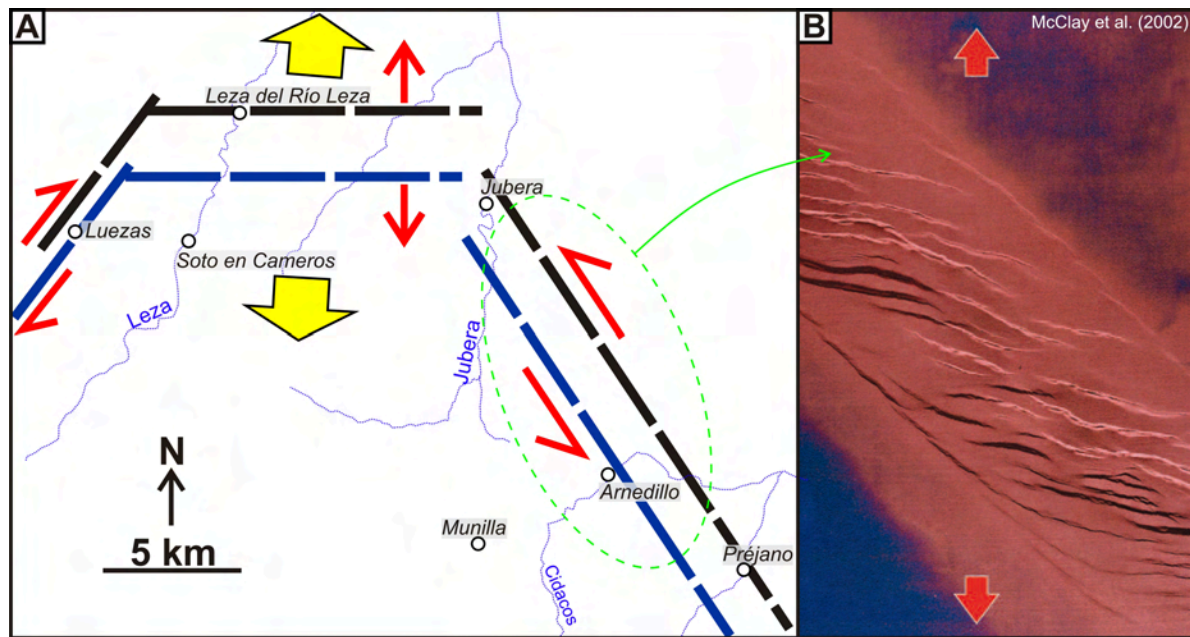


Figura 7.7: **A:** Mapa del borde norte actual de la Cuenca de Cameros en el que se han representado esquemáticamente las directrices generales observadas en la cartografía geológica (Fig. 7.6), la dirección principal de extensión, entre N-S y NNE-SSO (flechas amarillas) y las direcciones locales resultantes de extensión o transtensión en función de las directrices de cada zona (flechas rojas). **B:** Vista en planta de un modelo análogo de extensión oblicua tomado de McClay et al. (2002), en el que se observan numerosas fallas normales conjugadas de pequeña escala, y que presenta características similares a la zona con directriz NO-SE, entre Jubera y Préjano, que también es oblicua a las direcciones regionales de extensión. La iluminación de la imagen procede de la parte inferior.

extensional original que dio lugar a la cubeta tectónica (Fig. 7.9). Además se observa cómo las Fms Jubera y Leza presentan espesores mayores en el norte (borde activo de la cubeta tectónica original), disminuyendo hacia el sur (Fig. 7.9). En concreto, la Fm Leza se acuña progresivamente hasta desaparecer en el extremo meridional del litosoma (Fig. 7.9).

- En la zona de directriz NO-SE entre Jubera y Préjano la estructuración general fue, sin embargo, oblicua a las direcciones generales de extensión, por lo que en esta zona se producirían esfuerzos transtensionales sinestrales (Fig. 7.7). En este tipo de sistemas en los que la extensión es oblicua a las estructuras principales es característico el desarrollo de numerosas fallas normales conjugadas (Fig. 7.7B; Tron y Brun, 1991; McClay et al., 2002; Morley et al., 2004; Corti et al., 2013), lo que en el caso del borde norte de la Cuenca de Cameros puede explicar que en la zona NO-SE oriental, la fracturación del sustrato Jurásico marino diera lugar a un número mayor de cubetas, pero menos extensas y con menor registro de las Fms Jubera y Leza que en la zona O-E (Figs. 7.5, 7.7).

Además, este contexto general de la extensión del borde norte de la cuenca permite también explicar la variabilidad de las direcciones de paleocorrientes medidas en los depósitos clásticos de las Fms Jubera y Leza (ver apartado 3.3.6). Aunque las paleocorrientes muestran una heterogeneidad significativa en sus direcciones (Fig. 7.10A), existen ciertos patrones que pueden relacionarse con las zonas con diferentes directrices tectónicas descritas previamente:

- En la zona de directriz O-E entre Leza del Río Leza y Jubera, donde la extensión fue prácticamente perpendicular a la directriz general, las paleocorrientes predominantes son hacia el sur en los litosomas de Leza y de San Martín, y hacia el norte en el litosoma de Clavijo (Fig. 7.10A). En la zona con directriz SO-NE entre Luezas y Leza del Río Leza, las paleocorrientes varían, indicando una procedencia del material clástico desde el oeste, lo que indica que esta zona actuó como borde occidental del litosoma de Leza (Fig. 7.10B). Además, la disminución del espesor de las unidades en este litosoma, al acercarse a la zona con directriz SO-NE en el sector de Luezas (Fig. 7.11) confirma la existencia de un borde de la cubeta extensional en esta zona.

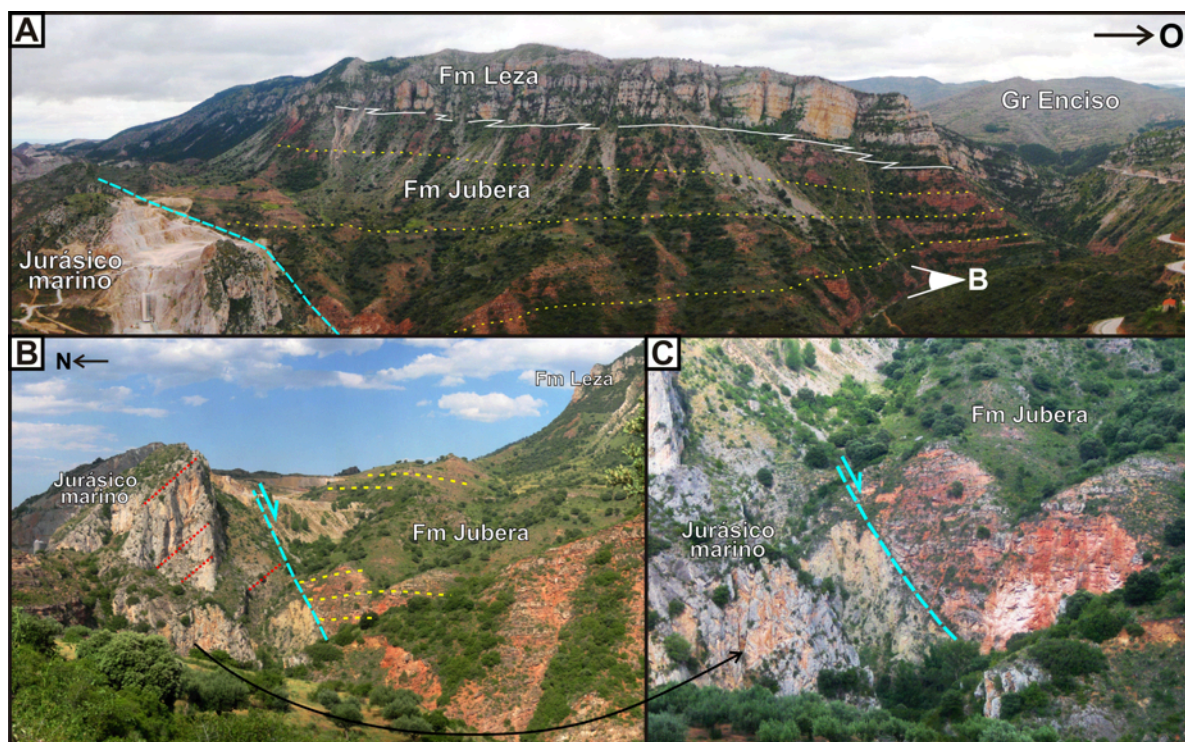
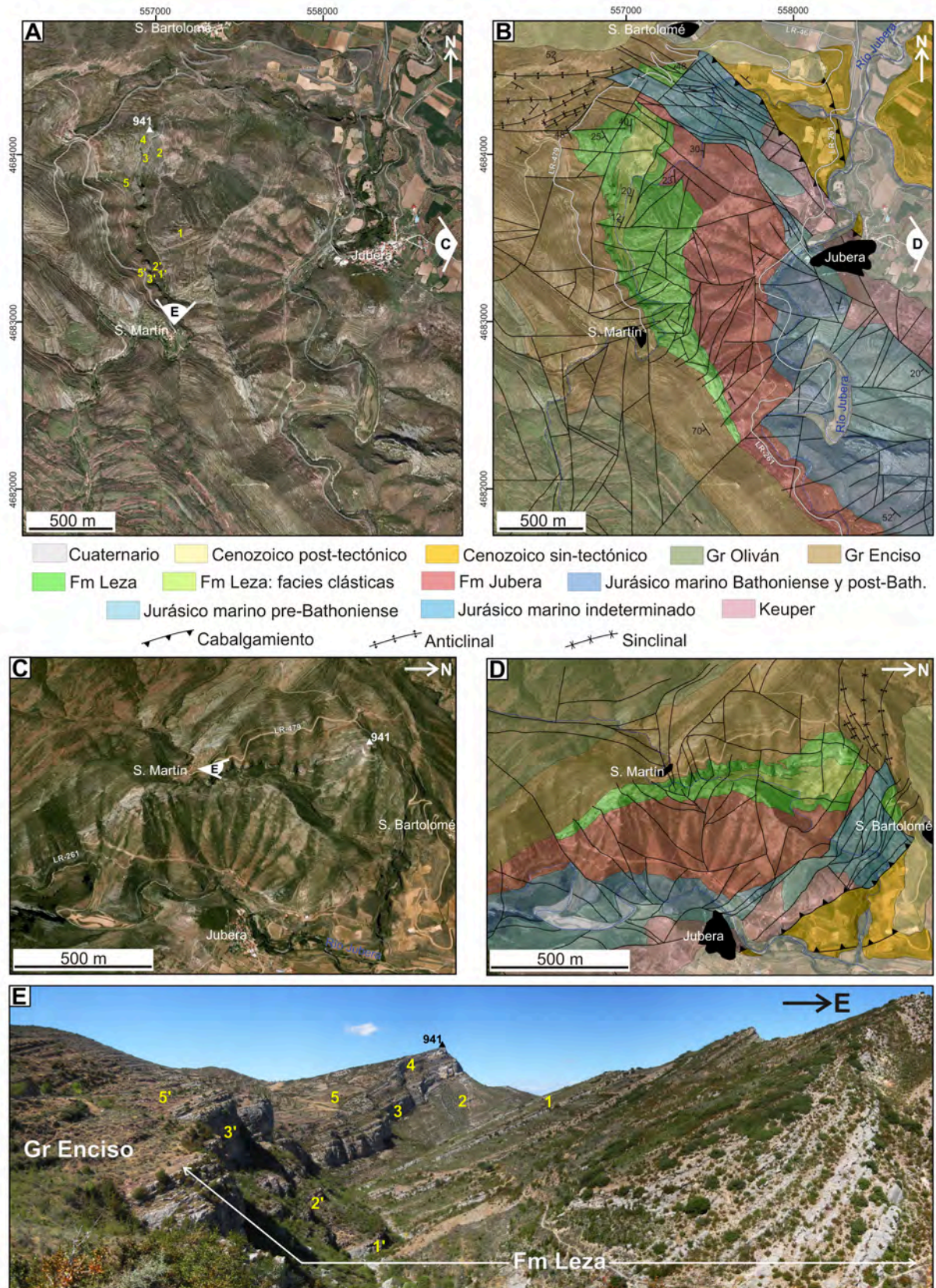


Figura 7.8: Límite norte del litosoma de Leza. **A:** Panorámica de las Peñas de Leza y del extremo septentrional del barranco del Río Leza, en la que se observan las unidades características del borde norte de la Cuenca de Cameros. La línea azul discontinua señala el contacto entre el Jurásico marino y la Fm Jubera. Las líneas punteadas amarillas señalan niveles de la Fm Jubera. Nótese cómo esta unidad va disminuyendo de espesor y acuniándose al alejarse del contacto con el sustrato Jurásico marino, es decir, en dirección sur hacia el interior de la Cuenca de Cameros. La letra B señala el punto desde el que está tomada la fotografía mostrada en B. **B:** Contacto (línea azul discontinua) entre el Jurásico marino del sustrato de la cuenca (las líneas rojas marcan la estratificación) y la Fm Jubera (las líneas amarillas señalan su estratificación y muestran la geometría de *onlap* de las capas de esta unidad sobre el contacto con el Jurásico marino). El hecho de que el contacto sea rectilíneo y corte las capas del Jurásico marino, junto con el hecho de que la Fm Jubera yace en *onlap* sobre el contacto sugiere que éste corresponde a una falla normal sinsedimentaria, que, aunque pueda estar reactivada durante la compresión alpina, probablemente correspondiera a la falla de borde que delimitó en el norte la cubeta tectónica en la que se depositó el litosoma de Leza de las Fms Jubera y Leza. **C:** Detalle de la posible falla normal original que supone el contacto entre el sustrato Jurásico marino y la Fm Jubera.

Figura 7.9: Cartografía geológica de detalle del litosoma de San Martín (ver localización en la Fig. 7.5). **A:** Ortoimagen de los alrededores de las localidades de Jubera, San Martín y San Bartolomé en el valle del Río Jubera (compárese con B). Se señalan en blanco la localización de las vistas panorámicas mostradas en C y en E. El triángulo blanco señala la cima de Peña Muro (941 m). Los números amarillos marcan la localización geográfica de los números señalados en E. **B:** Cartografía geológica de este sector superpuesta sobre la misma ortoimagen de A. Nótese que la fracturación del Jurásico marino controla la distribución y los espesores de las Fms Jubera y Leza. Se señala en blanco la localización de la vista panorámica mostrada en D. **C:** Vista panorámica generada mediante Google Earth del sector mostrado en A. El triángulo marca la cima de Peña Muro (941 m). **D:** Vista panorámica de C en la que se ha superpuesto la cartografía geológica de B. La orientación de la panorámica permite observar, de forma similar a un corte geológico, el relleno del litosoma de San Martín. Se aprecia una importante zona de fracturación del Jurásico marino en la parte norte (derecha) de la imagen, que probablemente correspondiera a la fractura principal de la cubeta tectónica que dio lugar a este litosoma, en el que las Fms Jubera y Leza muestran sus máximos espesores en el norte, acuniándose hacia el sur. Nótese, por ejemplo, cómo la intercalación clástica de la Fm Leza (formada por materiales erosionados del Jurásico marino y depositados en abanicos aluviales) desaparece hacia el sur del litosoma, pasando lateralmente a las facies carbonáticas. **E:** Fotografía panorámica de la Fm Leza en el litosoma de San Martín tomada desde el sur (véase localización en A y C). Como en A y en C, el triángulo marca la cima de Peña Muro (941 m). En esta fotografía se observan: a) las facies carbonáticas inferiores de la Fm Leza (1 y 1'); b) la intercalación clástica intermedia de la Fm Leza, que presenta un espesor mayor en el norte (2), acuniándose significativamente hacia el sur (2'); c) las facies carbonáticas superiores de la Fm Leza, que están divididas en dos resaltes morfológicos fundamentales (3 y 4), de los cuales sólo el inferior (3') aparece en el sur; y d) las facies siliciclásticas rojas del Gr Enciso (5) a las que la pasa lateralmente la parte superior de la Fm Leza (4) hacia el sur, donde se observa el Gr Enciso (5') directamente sobre niveles más antiguos de la Fm Leza (3'). La localización de los números señalados en esta fotografía se muestran en A.



- Las paleocorrientes son mucho más heterogéneas en la zona de directriz NO-SE y en concreto en el sector SE, donde cada litosoma parece tener una dirección predominante de paleocorrientes prácticamente opuesta al litosoma contiguo (Fig. 7.10A). Este hecho puede explicarse por la transtensión sinistral que predominó en la zona y que generaría fallas normales conjugadas, menores que las de la zona O-E y con direcciones oblicuas a las estructuras principales (Fig. 7.10B). Estas fallas conjugadas tendrían buzamientos opuestos unas a otras (algunas hacia el SSO, aproximadamente y otras hacia el NNE, Fig. 7.10B). De hecho, los modelos análogos de extensión oblicua (p.ej. McClay et al., 2002) muestran una disposición muy similar de las fallas normales conjugadas, que son oblicuas a la estructuración previa y presentan buzamientos opuestos entre sí (Fig. 7.7B).

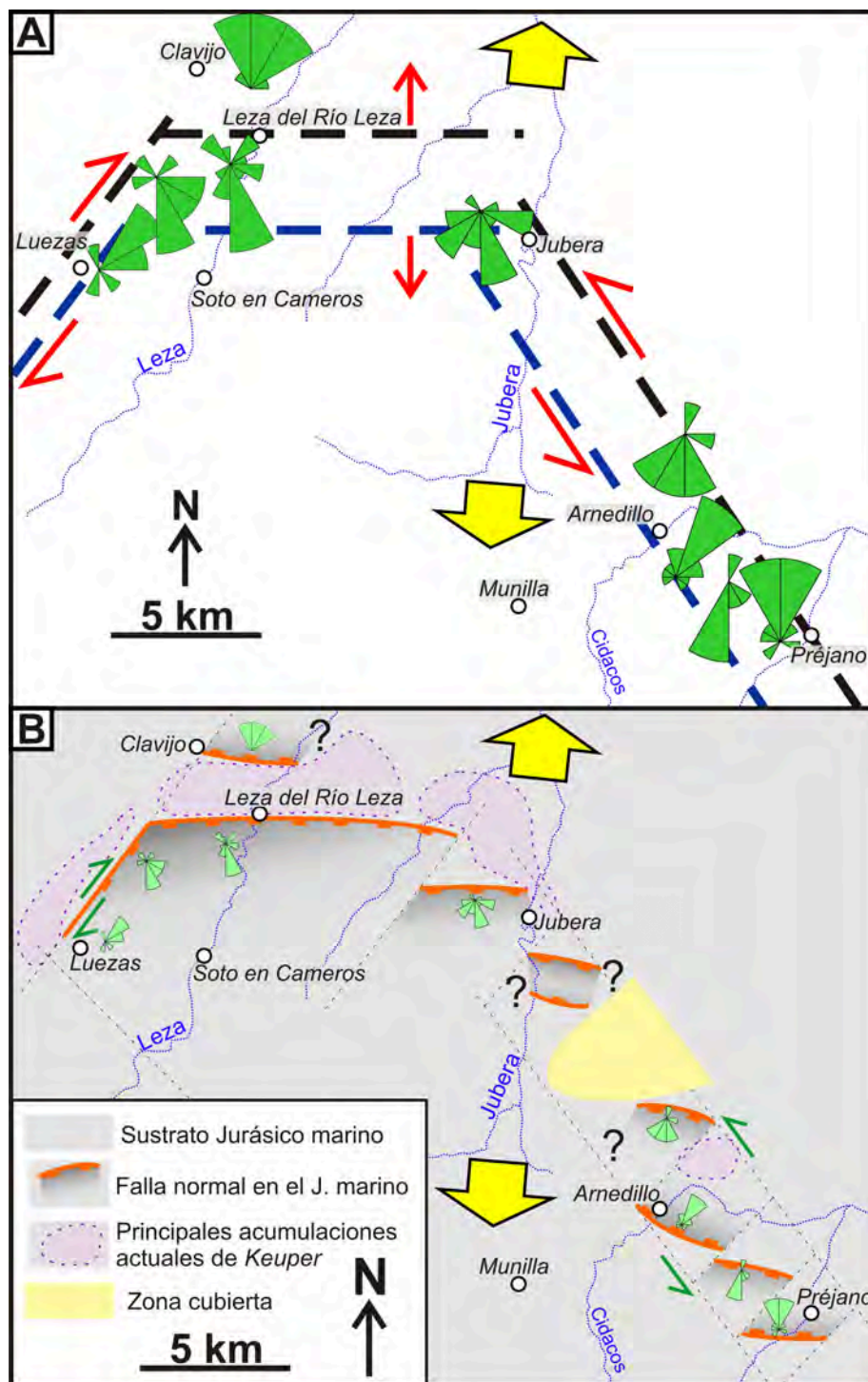


Figura 7.10: A: Esquema tectónico simplificado de la extensión del borde norte de la Cuenca de Cameros (ver Fig. 7.7A), al que se han superpuesto las direcciones de paleocorrientes medidas en las Fms Jubera y Leza (ver Fig. 3.13). B: Reconstrucción, a partir de datos tectónicos, cartográficos y de paleocorrientes, de la geometría aproximada que habrían tenido las fallas normales que afectaron al sustrato Jurásico marino del borde norte de la Cuenca de Cameros durante el Barremiense superior-Aptiense inferior. Estas fallas crearon cubetas independientes en las que se depositaron la Fm Jubera y la Fm Leza (ver Figs. 7.4, 7.5 y 7.9D). Se han representado en tamaño reducido los diagramas de paleocorrientes mostrados en A. Las flechas amarillas indican las direcciones generales de extensión interpretadas para la Cuenca de Cameros (entre N-S y NNE-SSO; Guimerà et al., 1995; Mata et al., 2001; Soto et al., 2008). Las flechas verdes indican direcciones de transtensión locales condicionadas por la pre-estructuración tardivarisca. Se han señalado en morado las principales acumulaciones de depósitos evaporíticos del Keuper observadas en la actualidad. Compárese la distribución de fallas en la zona transtensiva oriental con la obtenida en modelos análogos por McClay et al. (2002), mostrada en la Fig. 7.7B.

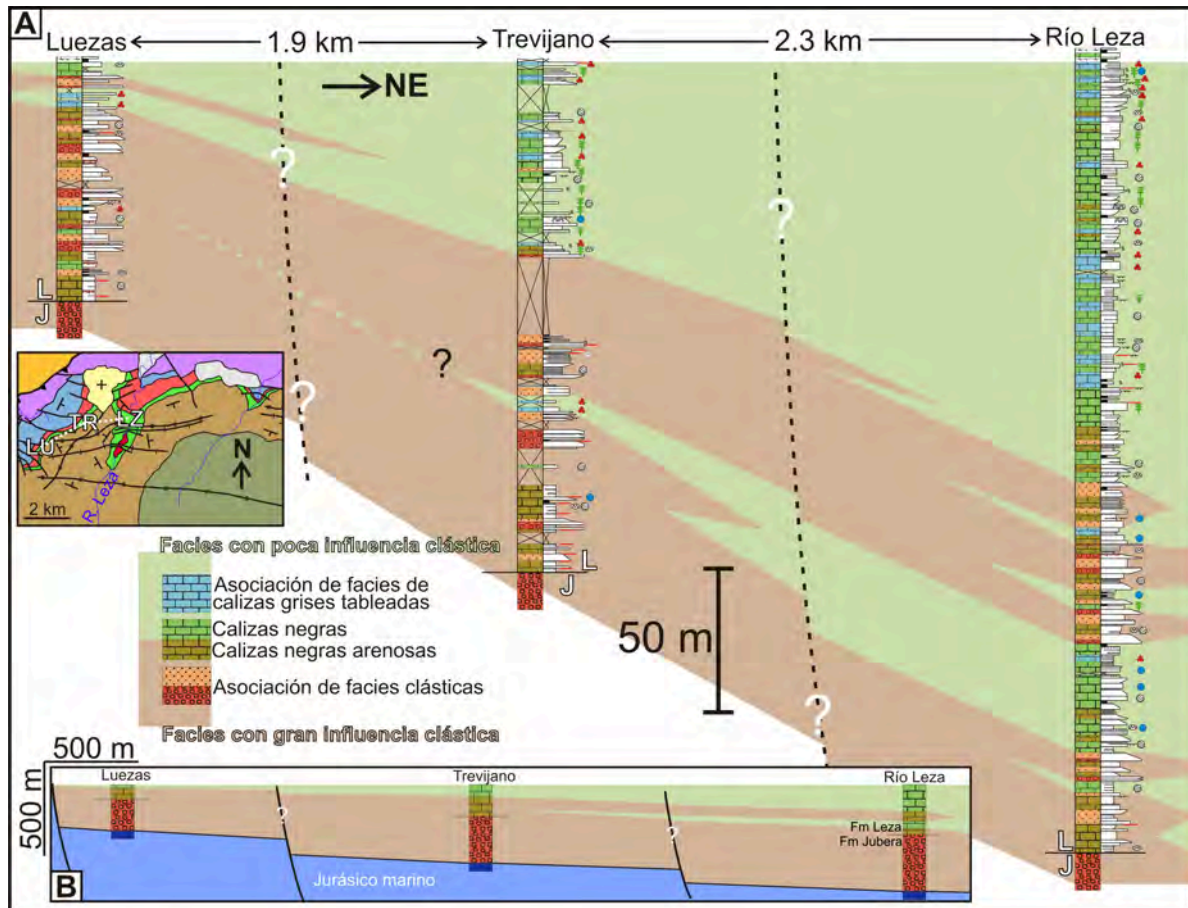


Figura 7.11: A: Esquema de correlación entre las columnas estratigráficas de Luezas (LU), Trevijano (TR) y Río Leza (LZ), las tres pertenecientes al litosoma de Leza. Se incluye, en un recuadro, un mapa geológico simplificado del litosoma, en el que se señalan las tres columnas. Ver Fig. 7.5 para más detalles). Para facilitar la correlación se han combinado las facies clásticas y las facies carbonáticas con importante influencia clástica (coloreadas en marrón), y se han separado de las facies carbonáticas con poca o ninguna influencia clástica y de las facies con influencia marina (coloreadas en verde). La influencia clástica aumenta al acercarse al borde del litosoma, a la vez que disminuye el espesor de las columnas. Nótese que la primera retrogradación importante en la evolución de la Fm Leza coincide con la aparición de las primeras evidencias de influencia marina (ver leyenda en la Fig. 3.1), mientras que la generalización de éstas a partir de la zona media de las columnas está marcada por una retrogradación más marcada. **B:** Correlación de las mismas columnas que A, pero utilizando la misma escala vertical y horizontal, e incluyendo la Fm Jubera y el sustrato Jurásico marino. Nótese la gran extensión lateral que alcanzan los depósitos sin influencia clástica y con influencia marina en la retrogradación principal observada en la Fm Leza (compárese con la Fig. 7 del artículo incluido en este capítulo).

7.2.4 - Posible migración de las evaporitas triásicas durante la extensión

Uno de los aspectos característicos del borde norte de la Cuenca de Cameros que lo distinguen de otros sectores de ésta es la presencia de extensos afloramientos de depósitos del Triásico Superior en facies *Keuper*, así como la distribución irregular y discontinua de éstos (Fig. 7.12). Aunque la estructura actual de estos depósitos está claramente controlada por la tectónica compresiva alpina, debido a que el cabalgamiento norte de la Unidad Tectónica de Cameros utilizó el *Keuper* como nivel de despegue (Casas-Sainz y Simón-Gómez, 1992; Mas et al., 1993; Guimerà et al., 1995; Omodeo Salè et al., 2014), algunas observaciones sugieren que estas evaporitas triásicas pudieron haber estado involucradas también en la tectónica extensional.

7.2.4.1 - Zona con directriz SO-NE entre Torrecilla y Clavijo

A este respecto, destaca el borde noroccidental de la Cuenca de Cameros (entre Torrecilla en Cameros y Clavijo), con directriz SO-NE, pues presenta grandes afloramientos de *Keuper* con extensión

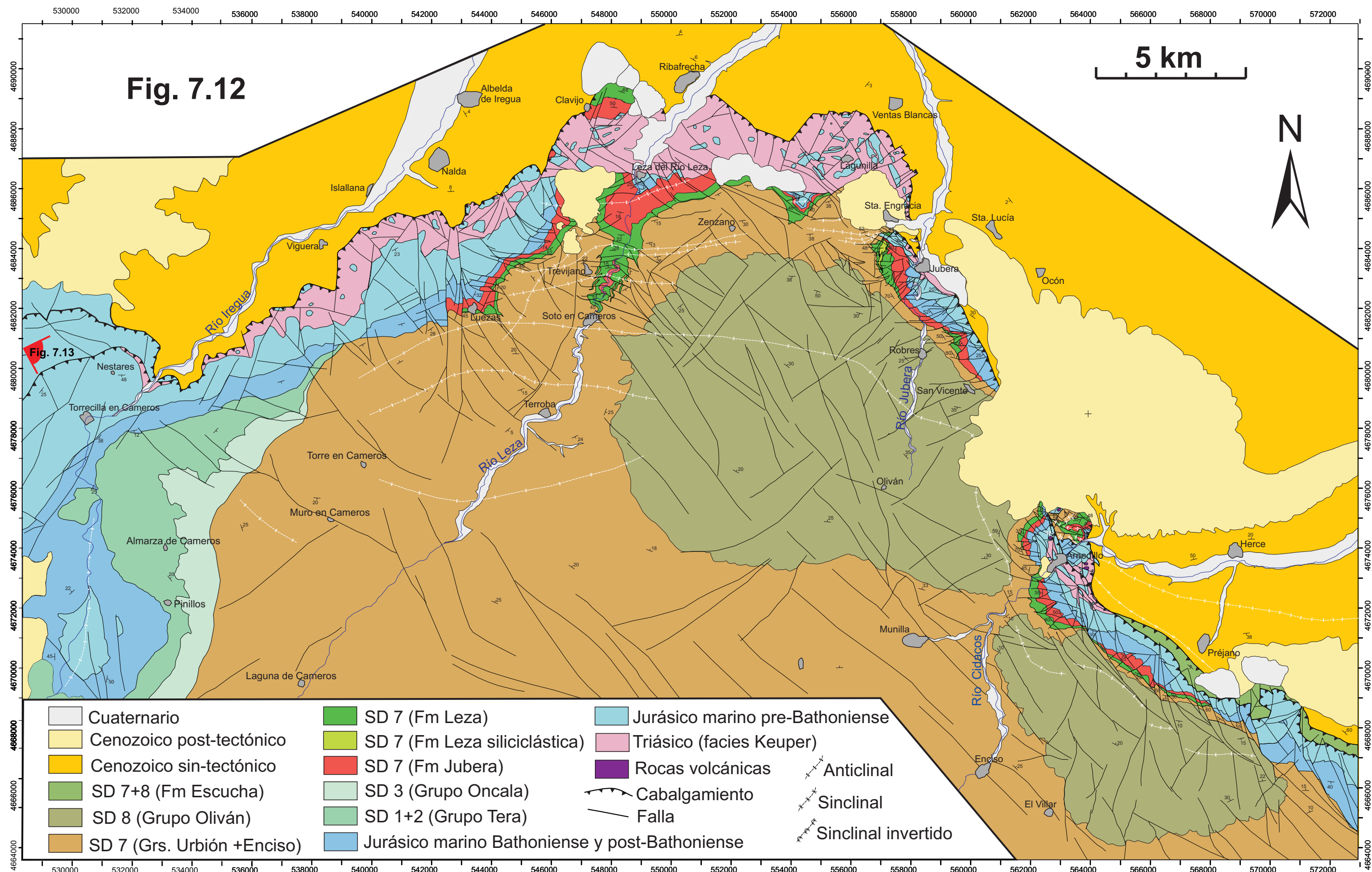
variable (Fig. 7.12). Este sector supone la continuación meridional de la directriz tardivarisca asociada a la Falla de Pamplona (Fig. 7.2), una zona de fractura a favor de la que se han desarrollado abundantes diapiros de *Keuper* (p.ej. Faci et al., 1997; Larrasoña et al., 2003; Vergés, 2003). Como se observa en las Figs. 7.12-13, en los alrededores de Torrecilla en Cameros apenas afloran materiales del *Keuper*, estando el Jurásico marino directamente en contacto sobre el Cenozoico mediante cabalgamiento. Sin embargo, hacia el NE de Torrecilla en Cameros se aprecia un aumento gradual en el espesor de las facies *Keuper* (Figs. 7.12-13). De forma paralela a este aumento de *Keuper* se aprecia una desaparición progresiva de las secuencias basales del relleno de la Cuenca de Cameros (SD 1-3, Gr Tera y Gr Oncala, Titoniense-Berriasiense), lo que produce una geometría de *onlap* sobre el sustrato Jurásico marino de la cuenca (Figs. 7.12.13; véase también Guiraud, 1983; Ramírez Merino et al., 1990; Mas et al., 1993; 2002a). De hecho, precisamente en el punto en el que más extensión tienen estas facies evaporíticas (en las proximidades de la localidad de Viguera), la unidad que se encuentra directamente sobre el Jurásico marino es el Gr Enciso (SD 7, Barremiense superior-Aptiense inferior; Figs. 7.12-13), lo que indica que en este punto, la discontinuidad entre el sustrato de la cuenca y el relleno de ésta es mucho mayor que en Torrecilla en Cameros, donde aparecen las unidades basales de edad Titoniense-Berriasiense. Esto sugiere que la acumulación de *Keuper* en este sector pudo haber tenido lugar ya durante la extensión Jurásico terminal-Cretácico inferior, produciendo elevaciones locales del sustrato de la cuenca en las que no habría sedimentación de las unidades más antiguas.

A medida que se avanza más hacia el NE, a partir de la localidad de Luezas, por debajo del Gr Enciso comienzan a aparecer la Fm Leza y la Fm Jubera, también de edad Barremiense superior-Aptiense inferior (SD 7; Fig. 7.12). El espesor de estas unidades aumenta progresivamente hacia el NE, lo que parece estar asociado, de nuevo, a una disminución progresiva hacia el NE de la extensión de las facies *Keuper* (Fig. 7.12). De esta forma, la arquitectura estratigráfica de este sector de la Cuenca de Cameros parece indicar una relación entre las zonas con mayor afloramiento actual de evaporitas triásicas y las zonas con unidades más modernas o con un menor espesor de las unidades del relleno de la cuenca. Por el contrario, las zonas con menor extensión actual de *Keuper* presentan un relleno de la cuenca más potente y más antiguo. Estos hechos permiten plantear la hipótesis (ya sugerida previamente por Tischer, 1966b; Esnaola Gómez y Jerez Mir, 1971; y Mieggebielle et al., 1991) de que durante las fases extensionales de la Cuenca de Cameros ocurriera, en su borde norte, algo similar a lo descrito para el sector de la Falla de Pamplona, donde la extensión asociada a la reactivación de ésta como falla normal durante el Cretácico Inferior facilitó que los materiales evaporíticos del *Keuper* comenzaran a ascender a favor de la zona de fractura (Larrasoña et al., 2003).

7.2.4.2 - Zona con directriz O-E entre Leza del Río Leza y Jubera

La zona de directriz O-E entre Leza del Río Leza y Jubera es la que presenta mayores acumulaciones actuales de *Keuper*, lo que puede estar relacionado con el hecho de que sea esta zona en la que se alcanzó una extensión mayor (según el modelo de extensión controlada por directrices tardivariscas previamente descrito, Fig. 7.7A), pues el desarrollo de importantes fallas normales en el sustrato Jurásico marino (Fig. 7.10) podría haber facilitado la migración vertical y la acumulación local de las evaporitas infrayacentes del *Keuper*. De hecho, una migración sinsedimentaria de las evaporitas triásicas en esta zona ayudaría a explicar las diferencias en las paleocorrientes observadas entre los litosomas de Leza (con paleocorrientes predominantes hacia el sur) y de Clavijo (con paleocorrientes hacia el norte, Fig. 7.10), pues la migración del *Keuper* pudo haber favorecido una elevación local en el sustrato de la cuenca, lo que habría acentuado la diferenciación entre estas dos cubetas tectónicas: la de Leza con subsidencia hacia el sur y la de Clavijo con subsidencia hacia el norte. También merece la pena destacar que en el borde norte del litosoma de Leza

Figura 7.12: Mapa geológico del borde norte de la Cuenca de Cameros, desde el sector de Torrecilla en Cameros (al SO) hasta el sector de Muro de Aguas (al SE). La cartografía de las zonas fuera del área de estudio de esta tesis está basada en Ramírez Merino et al., (1990) y Mas et al., (2002a). Nótese la distribución irregular de los afloramientos de *Keuper* y la relación, descrita en el texto, entre éstos y la distribución de las unidades del relleno de la Cuenca de Cameros (ver Fig. 7.13).



y en el litosoma de Clavijo es donde se observan los menores espesores de Jurásico marino por debajo de las Fms Jubera y Leza, apareciendo únicamente como bloques muy fracturados, sobre los que se apoya, en clara discordancia, la Fm Jubera (Figs. 7.8, 7.12), que puede llegar a apoyarse incluso directamente sobre el *Keuper* (Fig. 7.12). La hipótesis de una elevación local del sustrato Jurásico marino causada por la migración de las evaporitas infrayacentes permitiría explicar que este sustrato hubiera sufrido una erosión mayor precisamente en el sector con más extensión actual de *Keuper*.

Además, en esta zona de dirección O-E también se observan variaciones en la extensión de los afloramientos actuales de *Keuper*. Avanzando hacia el E desde el sector de Clavijo-Leza, la extensión de *Keuper* disminuye, para volver a aumentar significativamente en el extremo oriental de esta zona, en los alrededores de la localidad de Lagunilla de Jubera (Fig. 7.12). Esta acumulación actual de *Keuper* de Lagunilla de Jubera está asociada a un área en la que no aparecen depósitos de las Fms Jubera y Leza: el límite entre el litosoma de Leza y el de San Martín, donde los depósitos del Gr Enciso llegan a apoyarse directamente sobre el sustrato Jurásico marino e incluso sobre el *Keuper* (Figs. 7.9, 7.12). Esta disminución del espesor del relleno de la cuenca en zonas de mayor acumulación de *Keuper* coincide con lo ya descrito en el sector entre Torrecilla en Cameros y Clavijo, por lo que refuerza la hipótesis de que las zonas con un aumento local en la distribución actual de las facies evaporíticas triásicas pueden estar asociadas a migraciones sinsedimentarias de estos materiales a favor de fracturas extensionales, produciendo elevaciones del sustrato de la cuenca y, por tanto, disminuyendo localmente el espacio de acomodación.

7.2.4.3 - Zona con directriz NO-SE entre Jubera y Préjano

Esta zona presenta una cantidad de facies *Keuper* mucho menor que las zonas previamente descritas, incluyendo únicamente un afloramiento relativamente importante en los alrededores de la población de Arnedillo (Fig. 7.12). Este afloramiento, que disminuye progresivamente de extensión hacia el SE a lo largo del cabalgamiento, incluye las rocas ígneas descritas por primera vez en esta tesis doctoral (ver apartado 2.3.2 de esta memoria), emplazadas tanto en las facies *Keuper* como en el Jurásico inferior suprayacente (Figs. 7.12, 2.6).

Pese a la menor cantidad de afloramientos de evaporitas triásicas respecto a otras zonas del borde norte de la cuenca, el hecho de que en esta zona la máxima extensión de *Keuper* esté relacionada con los litosomas de Castellar y Arnedillo (Fig. 7.12), que son los que presentan un mayor espesor de las Fms. Jubera y Leza en este sector (Fig. 7.5), sugiere de nuevo una cierta relación entre la intensidad de la fracturación extensional durante el ciclo Barremiense superior-Aptiense inferior y la migración de evaporitas a través de las fracturas. Además, esta zona con directriz NO-SE supone la prolongación suroriental aproximada de zonas de la Cuenca Vasco-Cantábrica también con directrices tardivariscas NO-SE, paralelas a la Falla de Ventaniella, en las que son comunes los procesos de diapirismo, también asociados a la fracturación extensional del Cretácico Inferior (p.ej. Quintá et al., 2012; Tavani y Granado, en prensa).

7.3 - RELACIÓN ENTRE CONTROL TECTÓNICO Y CONTROL EUSTÁTICO

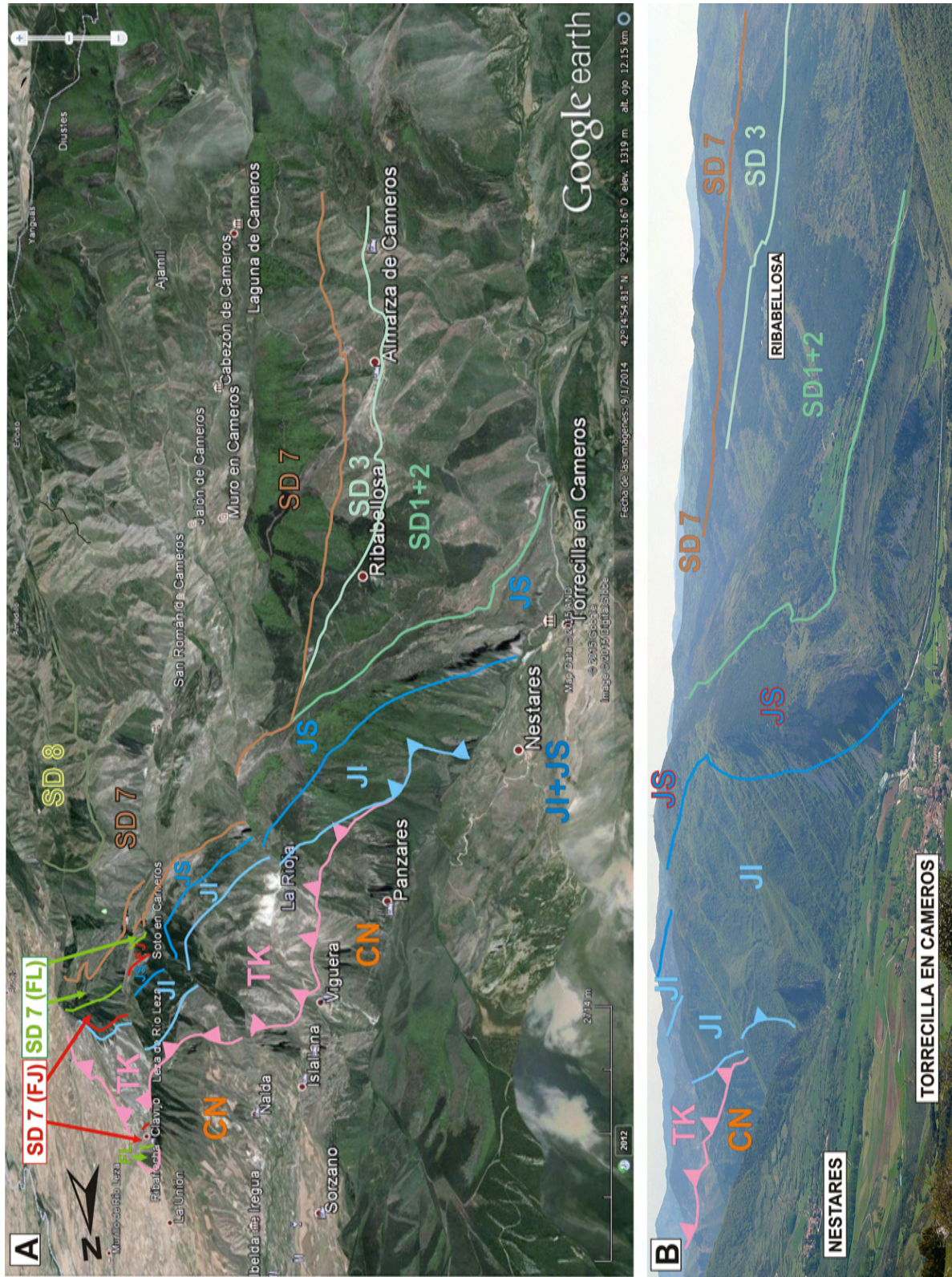
Los datos presentados en este capítulo muestran que tanto la Fm Jubera como la Fm Leza tuvieron un importante control tectónico en su sedimentación, debido a la fracturación del sustrato Jurásico marino y a la probable migración de evaporitas triásicas a favor de ella. Esta fracturación, que estuvo condicionada por las directrices generales de los desgarres tardivariscos, creó una serie de cubetas independientes, parcialmente interconectadas, en las que se depositaron las Fms Jubera y Leza. Por otro lado, los datos presentados en los capítulos 2, 3 y 5 de esta memoria muestran que la sedimentación de la Fm Leza tuvo también un cierto control eustático complementario al control tectónico.

El control tectónico de la sedimentación de la Fm Leza se muestra de forma clara en la gran variabilidad de espesores que existe entre los litosomas de la unidad, e incluso dentro de cada uno de ellos (Figs. 7.4, 7.5, 7.11). Este hecho muestra que el espacio de acomodación generado por la tectónica fue diferente en cada una de las cubetas limitadas por fallas en las que se sedimentó la unidad (Figs. 7.4, 7.5, 7.9). Además, las distribuciones verticales de las facies también son diferentes entre los distintos litosomas de la Fm Leza. En concreto, la abundancia y distribución de las facies clásticas, formadas por la erosión de los materiales del sustrato Jurásico marino (ver capítulo 3), muestra una gran variación entre litosomas (Figs. 3.1, 7.5). El litosoma de San Martín, por ejemplo, presenta una gran potencia, atípica para la Fm Leza, de depósitos clásticos, que se acuñan al alejarse del borde del litosoma (Fig. 7.9). De nuevo, esto apunta a diferencias tectónicas entre las cubetas, en las que diferentes desplazamientos de las fallas que las controlaron generaron diferentes relieves locales del sustrato Jurásico marino, que serían posteriormente erosionados generando depósitos clásticos. Sin embargo, pese a todas estas diferencias entre litosomas, causadas por la distinta actividad tectónica en cada una de las cubetas, existe una tendencia general transgresiva observada en toda la Fm Leza y marcada por el aumento progresivo de evidencias de influencia marina hacia techo de la unidad (ver Fig. 2.11 y apartado 2.4 de esta memoria).

Como se discute en el apartado 2.4.3 de esta memoria y en el apartado 5.3 del artículo incluido en este capítulo, la evolución hacia una mayor influencia marina observada en las columnas de la Fm Leza está probablemente relacionada con la transgresión global del Aptiense inferior. Esta transgresión, al alcanzar el borde norte de la Cuenca de Cameros, causaría una significativa subida del nivel de base de la cuenca. En el caso concreto de la Fm Leza la subida del nivel de base asociada a la transgresión Aptiense inferior se manifiesta fundamentalmente a partir de la parte media de las columnas: tras una parte inferior caracterizada por una gran influencia clástica y por predominio de biotas de agua dulce, se produce una importante retrogradación de facies, desplazando las más proximales (facies clásticas o con influencia clástica) hacia los bordes de las cubetas tectónicas y aumentando notablemente la abundancia de las más distales (carbonatos con influencia marina; Fig. 7.11)

Por lo tanto, durante el Aptiense inferior, en el borde norte de la Cuenca de Cameros, se sumaron el espacio de acomodación tectónico, generado por el movimiento de las fallas que limitaban las cubetas distribuidas a lo largo del margen de la cuenca, y el espacio de acomodación eustático, generado por la importante transgresión global del Aptiense inferior. Esta conjunción de factores alocíclicos alcanzó su máxima expresión durante las etapas finales de la sedimentación de la Fm Leza, en las que las facies con influencia marina son más abundantes (Fig. 2.11), y en las que se generó el máximo espacio de acomodación para la unidad, alcanzando ésta su máxima extensión lateral (ver Fig. 7 del artículo incluido en este capítulo).

Figura 7.13: Panorámica desde los alrededores de Torrecilla en Cameros hacia el NE (ver localización en Fig. 7.12), en la que se observa todo el sector noroccidental de la Cuenca de Cameros, con dirección SO-NE y comprendido entre las localidades de Torrecilla y Clavijo. (ver Fig. 7.12). **A:** Simulación de una panorámica aérea oblicua obtenida mediante Google Earth. Se han diferenciado las mismas unidades que en la cartografía de la Fig. 7.12. TK: Facies *Keuper*. JI: Jurásico marino inferior. JS: Jurásico marino superior. SD 1+2: Gr Tera (dos primeras secuencias deposicionales del relleno de la Cuenca de Cameros). SD 3: Gr Oncala (tercera secuencia deposicional). SD 7: Grs Urbión y Enciso, de la secuencia deposicional Barremiense-Aptiense. A esta secuencia pertenecen también, en el extremo septentrional de la cuenca las Fms Jubera (FJ) y Leza (FL). SD 8: Gr Oliván (última secuencia deposicional de la cuenca). CN: Cenozoico. Nótese la geomorfología de *onlap* de las unidades basales de relleno de la cuenca sobre el sustrato Jurásico marino, relacionada lateralmente con la máxima acumulación de *Keuper*, por encima de la cual se encuentra directamente el Gr Enciso (SD 7) sobre el sustrato Jurásico marino. Más hacia el NE, por debajo del Gr Enciso comienzan a aparecer las Fms Jubera y Leza. Esta aparición también está asociada a una nueva acumulación de evaporitas del *Keuper* (ver Fig. 7.12). **B:** Panorámica real en la que también se observa la geometría de *onlap* de las unidades basales del relleno de la cuenca sobre el sustrato de ésta. Mismas siglas que en A.



7.4 - INFLUENCIA DE TECTÓNICA Y EUSTATISMO EN LAS MICROBIALITAS DE LA FM LEZA

El análisis de la influencia relativa de estos dos factores alocíclicos, tectónica y eustatismo, es fundamental para entender aspectos de gran escala de la Fm Leza, como la distribución lateral de espesores o la distribución vertical u horizontal de facies a lo largo de toda la unidad. Sin embargo, el estudio de las microbialitas de la Fm Leza realizado durante esta tesis doctoral muestra que estos factores ejercieron también un control sobre aspectos de menor escala, como la abundancia, variedad y distribución de depósitos microbianos en la unidad.

En primer lugar, la combinación de tectónica y eustatismo que controló los humedales costeros de la Fm Leza es la causa principal de la gran diversidad y variabilidad de facies presentes en el sistema, lo que, a su vez, está claramente ligado a la distribución de los diferentes tipos de microbialitas descritos en esta unidad (ver capítulo 4). Además, la existencia de unas microbialitas asociadas a medios con influencia marina y otras diferentes asociadas a medios de agua dulce (ver capítulo 5) aporta información adicional sobre el papel relativo de estos factores alocíclicos.

Las microbialitas más comunes formadas en medios de agua dulce de la Fm Leza (oncolitos y estromatolitos esqueléticos) aparecen comúnmente asociadas a facies con influencia clástica, lo que indica que el aporte de agua dulce a estos medios estuvo probablemente relacionado con la erosión del sustrato Jurásico marino, cuyos paleorrelieves eran controlados por la tectónica. Estas microbialitas de agua dulce de la Fm Leza tienen en común el hecho de presentar microestructuras con filamentos microbianos calcificados muy abundantes y bien preservados (ver apartado 4.3 de esta memoria). Como se discute en el artículo incluido en el capítulo 5 para el caso concreto de los estromatolitos esqueléticos, la preservación de filamentos microbianos está probablemente relacionada con que el agua dulce que alimentara los medios sedimentarios de estas microbialitas estuviera sobresaturado en carbonato (al proceder del sustrato Jurásico marino de la cuenca, eminentemente carbonático). La causa de esta relación es que el principal factor ambiental que desencadena la calcificación de filamentos microbianos es la alta sobresaturación en carbonato de las aguas (p.ej. Kempe y Kazmierczak 1990; Merz 1992; Riding 2006; Dupraz et al. 2009). Esta relación muestra la relevancia que tuvo la tectónica en el desarrollo de algunas de las microbialitas de la Fm Leza al controlar, en última instancia, el aporte de agua meteórica sobresaturada en carbonato.

Por otro lado, la Fm Leza contiene ejemplos de microbialitas que aparecen únicamente en facies con influencia marina (principalmente estromatolitos aglutinantes, calizas con laminación fenestral y trombolitos). La influencia marina en los estromatolitos aglutinantes ha sido ampliamente discutida en los capítulos 5 y 6 de esta memoria. En general, este tipo de estromatolitos parecen estar ligados (tanto en la Fm Leza como en el resto de ejemplos fósiles y actuales descritos hasta ahora) a medios mareales. Asimismo, las facies carbonáticas con abundante laminación fenestral suelen depositarse en medios marinos someros, llegando a ser consideradas indicadoras de ambientes intermareales (Tucker y Wright, 1990). La influencia concreta del ámbito marino en los trombolitos de la Fm Leza no ha sido estudiada en detalle todavía, pero el hecho de que aparezcan en facies con dasycladales (que localmente llegan a ser muy abundantes, Fig. 4.8) indica un control marino en el desarrollo de esta variedad de microbialitas.

En el conjunto de la Fm Leza pueden observarse diferencias en la distribución espacial de los diferentes tipos de microbialitas. Así, los estromatolitos aglutinantes sólo aparecen en el sector oriental de la unidad, mientras que los estromatolitos esqueléticos sólo se han observado en el sector occidental. Sin embargo, hay partes del registro de la Fm Leza en las que se observa una cierta interrelación entre diferentes microbialitas, como la parte superior de las columnas del sector occidental, donde alternan facies con influencia clástica y estromatolitos esqueléticos con facies con influencia marina y trombolitos (ver Fig. 6 del artículo incluido en el capítulo 5). Este ejemplo demuestra que las microbialitas son un ejemplo a pequeña escala de la interacción compleja de tectónica y eustatismo que controló la sedimentación de la Fm Leza.

7.4.1 - Contexto global de las microbialitas del Aptiense inferior

El estudio detallado de las microbialitas de la Fm Leza realizado en esta tesis doctoral muestra que esta unidad presenta una abundancia y diversidad de microbialitas poco comunes en el registro geológico (ver capítulo 4). Sin embargo, la integración de la Fm Leza en su contexto global, tanto en el tiempo como en el espacio, sugiere que esta unidad quizás no suponga una anomalía local.

En primer lugar, dentro de un marco de evolución geológica a gran escala, el Aptiense inferior se encuentra en un momento de transición de gran relevancia para las microbialitas, al menos para las formadas en medios marinos (Fig. 7.14). A lo largo del Cretácico Inferior comenzaron a producirse en los océanos una serie de cambios químicos y biológicos globales que se han prolongado hasta la actualidad y que suelen interpretarse como desencadenantes de la progresiva disminución de la saturación en carbonato de calcio en las plataformas someras observada desde el Cretácico hasta el Cuaternario (Arp et al., 2001; Riding y Liang, 2005a; 2005b). Esta disminución en la saturación de carbonato ha sido comúnmente utilizada como el factor fundamental para explicar el patrón observado desde hace décadas (p.ej. Monty, 1973; Gebelein, 1976) de progresiva desaparición, a partir del Cretácico Inferior, de filamentos microbianos calcificados preservados en depósitos marinos (Fig. 7.14; Arp et al., 2001; Riding y Liang, 2005a; Planavsky et al., 2009). De esta forma, las microbialitas con microestructuras filamentosas, muy abundantes en rocas marinas desde el Proterozoico hasta el Jurásico, pasan a ser escasas a lo largo del Cretácico Inferior, y su presencia queda relegada, durante el Cretácico Superior y el Cenozoico, a aguas costeras salobres o aguas dulces continentales (Arp et al., 2001). En este marco evolutivo, el Aptiense es un momento en el que todavía se observan algunos ejemplos marinos de filamentos microbianos calcificados (Fig. 7.14; Arp et al., 2001), aunque el Aptiense inferior, en concreto, parece haber estado caracterizado por una disminución significativa de la saturación en carbonato cálcico de las aguas marinas someras (Weissert et al., 1998; Wissler et al. 2003; Burla et al., 2008), lo que podría explicar la escasez de filamentos preservados en las microbialitas con influencia marina de la Fm Leza, frente a la abundancia de éstos en las microbialitas de agua dulce (ver artículo incluido en el capítulo 5 de esta memoria).

En segundo lugar, ya dentro del marco paleogeográfico concreto del Aptiense inferior, cabe destacar la presencia, en la literatura, de descripciones de abundancias inusuales de microbialitas en depósitos carbonáticos marinos someros en lugares tan dispares como Omán (Immenhauser et al., 2005; Rameil et al., 2010), Portugal (Burla et al., 2008) o los montes submarinos del Océano Pacífico (Arnaud et al., 1995; Arnaud-Vanneau y Premoli Silva, 1995; Arnaud-Vanneau y Sliter, 1995).

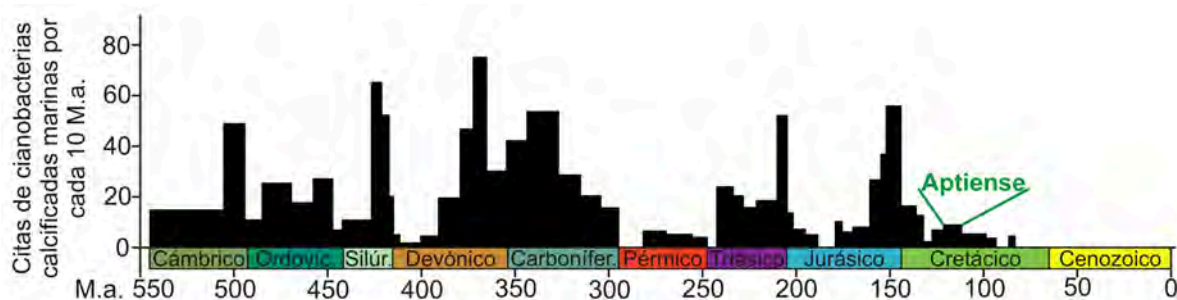


Figura 7.14: Histograma modificado de Arp et al. (2001) que muestra la distribución de filamentos calcificados de cianobacterias fósiles en facies marinas a lo largo del Fanerozoico. Cada una de las barras del histograma corresponde a un piso y la altura de las barras representa la abundancia de citas de cianobacterias calcificadas en la bibliografía para cada piso. Nótese cómo estos microbios fósiles abundan en medios marinos durante gran parte del Fanerozoico, pero disminuyen a partir del Cretácico Inferior, desapareciendo en el Cretácico Superior y en el Cenozoico. El Aptiense supone un momento de cambio, siendo el último piso en el que las cianobacterias calcificadas son relativamente comunes (aunque mucho menos que en otros periodos) en medios marinos, antes de su declive definitivo.

En todos estos casos se describen plataformas carbonáticas someras, generalmente dominadas por depósitos arrecifales con abundancia de rudistas, que en el Aptiense inferior muestran cambios relativamente rápidos a facies microbianas, lo que indica una variación significativa, tanto biológica como en la producción de carbonato. Los factores generalmente utilizados para interpretar estos cambios incluyen aumento de la temperatura y acidez del agua del mar y aumento del contenido en nutrientes de ésta (p.ej. Burla et al., 2008). En varios de los estudios citados estos factores son relacionados con el evento anóxico oceánico OAE1a (Immenhauser et al., 2005; Burla et al., 2008), aunque también se suele puntualizar que en zonas someras los controles locales pueden tener mayor influencia que los globales como el OAE1a (Burla et al., 2008; Rameil et al., 2010). En el caso de la Fm Leza, es probable que la gran cantidad de productividad primaria creara un exceso de nutrientes en los sistema de humedales costeros que favoreciera el desarrollo de microbialitas frente a otros organismos (ver apartado 3.4.4 de esta memoria), aunque es probable que esta gran productividad primaria se deba al propio contexto costero de la Fm Leza (Fig. 3.28), más que a causas externas al sistema. En cualquier caso, el evento anóxico OAE1a suele relacionarse con los pulsos transgresivos del Aptiense inferior (p.ej. Burla et al., 2008; Huck et al., 2014), por lo que no se debe descartar alguna relación general entre la inusual abundancia y diversidad de microbialitas de la Fm Leza y la extendida presencia anómala de microbialitas en medios marinos someros durante este periodo.

7.5 - PALEOGEOGRAFÍA DE LA FM LEZA

La compleja interrelación de factores tectónicos y eustáticos observada en la Fm Leza, tanto a gran escala (p.ej. fracturación tardivarisca de la Placa Ibérica o transgresión global del Aptiense inferior) como a escala local (p.ej. pequeñas cubetas del borde norte de la cuenca o distribución espacial de los diferentes tipos de microbialitas), hace necesario un estudio paleogeográfico detallado para poder entender mejor el origen y evolución de la Fm Leza en su correcto contexto general. Además, al pertenecer a una cuenca intraplaca, uno de los principales interrogantes planteados en la controversia sobre la influencia marina en la Fm Leza (ampliamente discutida en los capítulos 2 y 3 de esta memoria) es precisamente la procedencia de dicha influencia marina, que en principio cabría pensar que estaría restringida a los ámbitos marginales de la Placa Ibérica.

Por estas razones, uno de los principales objetivos del artículo incluido en este capítulo fue la recopilación de datos (locales, regionales y supra-regionales) sobre el Aptiense inferior y la realización de una reconstrucción del contexto paleogeográfico de la Fm Leza (Fig. 7.15). El apartado 5.5 de este artículo discute en detalle los resultados obtenidos, pero en esta introducción merece la pena destacar las dos problemáticas principales que plantea el estudio de la paleogeografía de la Fm Leza:

- Por una parte, los datos de afloramiento muestran el problema de que las principales zonas con depósitos marinos de edad Aptiense inferior están limitadas a las cuencas periféricas de la Placa Ibérica (Cuenca Ibérica, Cuenca Vasco-Cantábrica y Cuenca Pirenaica), situadas a decenas o centenares de kilómetros del borde norte de la Cuenca de Cameros (Fig. 7.15A). Sin embargo, la información bibliográfica recopilada (ver apartado 3 del artículo para más información) incluye también datos de subsuelo y de afloramientos menores que ayudan a entender la paleogeografía de la Fm Leza, pues están situados en zonas intermedias entre la Cuenca de Cameros y las cuencas vecinas (Fig. 7.15B).

- Además, la Cuenca de Cameros presenta, para la secuencia deposicional Barremiense superior-Aptiense inferior, una clara polaridad marcada por depósitos continentales proximales al SO que evolucionan hacia el NE a depósitos continentales distales y depósitos costeros (Mas et al., 1993; Mas et al., 2011). Este hecho plantea un nuevo interrogante para la interpretación de la paleogeografía de la Fm Leza: ¿qué había al NE del borde norte de la cuenca en este momento? Tradicionalmente se ha interpretado que las zonas contiguas a la Cuenca de Cameros fueron zonas no subsidentes durante el Cretácico Inferior, o incluso zonas elevadas: Macizo Ibérico, al S y SE, Macizo de la Demanda, al O y Macizo del Ebro, al N y NE. Los estudios sedimentológicos de la Cuenca de Cameros indican que el Macizo Ibérico y el

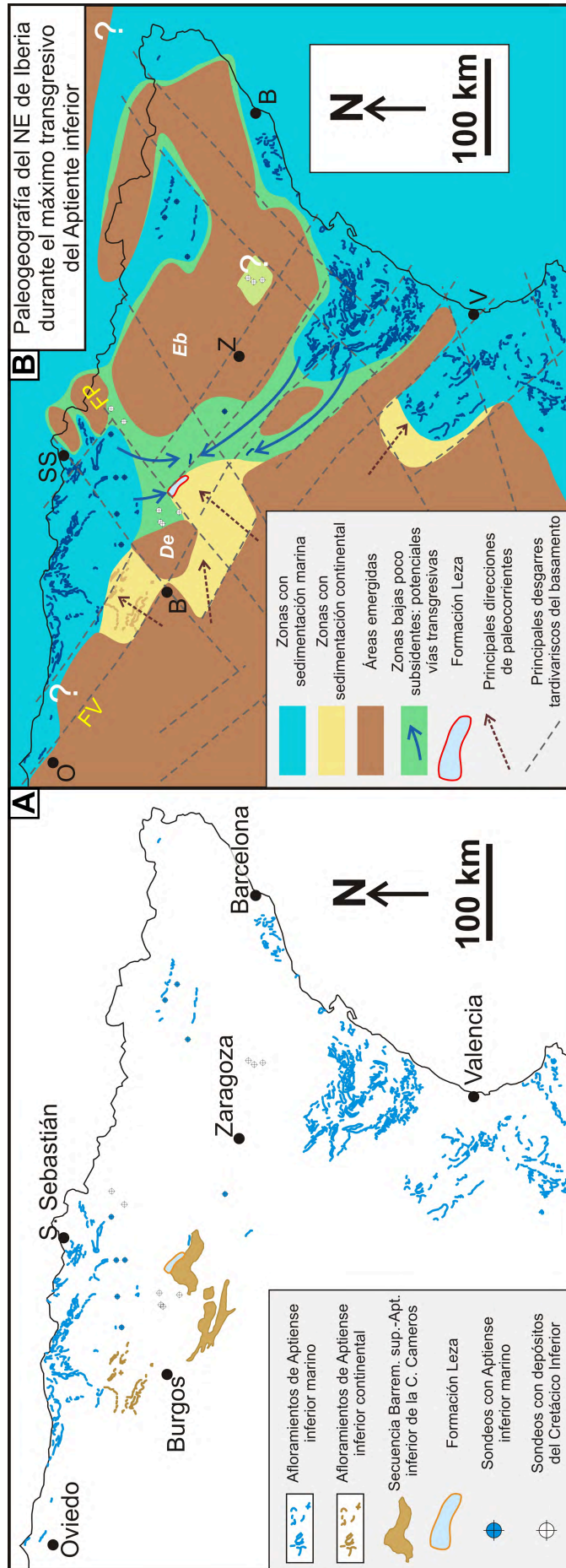


Figura 7.15: Contexto paleogeográfico de la Fm. Leza. **A:** Datos sobre los depósitos del Aptiense inferior del NE de la Península Ibérica, tanto de afloramiento como de sondeo, utilizados para la interpretación paleogeográfica. Se han señalado también los sondeos con depósitos del Cretácico Inferior, pues indican zonas en las que hubo cierta subsidencia durante este periodo. Ver el artículo incluido en este capítulo para detalles sobre el origen de los datos. **B:** Reconstrucción paleogeográfica, a partir de los datos mostrados en A, para el NE de la Península Ibérica durante el máximo transgresivo del Aptiense inferior. Se han superpuesto las trazas de las principales fracturas tardivas (Vegas y Banda, 1982; Alvaro et al. 1979; ver Fig. 7.1) para mostrar la relación entre estas estructuras, reactivadas durante la extensión del Cretácico Inferior, y la distribución de los depósitos durante el Aptiense inferior. FV: Falla de Ventaniella. FP: Falla de Pamplona. De: Macizo de la Demanda. Eb: Macizo del Ebro.

Macizo de la Demanda sí estuvieron elevados, pues éstos son el área fuente de la mayoría de las unidades de la cuenca (Mas et al., 1993; Mas et al., 2011). Sin embargo, para el caso del borde norte de la cuenca, se deben tener en cuenta los siguientes datos: los perfiles sísmicos y los sondeos obtenidos al norte de la Cuenca de Cameros muestran la existencia de pequeñas cubetas con depósitos del Cretácico Inferior (Fig. 7.15; Mas et al., 2002a; 2004); además, el estudio tectónico del borde norte de la cuenca presentado en esta tesis doctoral muestra que la extensión del Barremiense superior-Aptiense inferior produjo cubetas tectónicas con subsidencia hacia el sur, es decir, hacia el centro de la cuenca, pero también otras cubetas con subsidencia hacia el norte y noreste, es decir, hacia el Macizo del Ebro (Fig. 7.10). Estos datos indican que aunque el sector del Macizo del Ebro adyacente al borde norte de la Cuenca de Cameros no tuviera una subsidencia generalizada y significativa durante el Cretácico Inferior sí tuvo zonas concretas con subsidencia y sedimentación. De hecho, la propia tectónica extensional del borde norte generó cubetas subsidentes abiertas hacia el Macizo del Ebro por las que pudo haber penetrado la influencia marina.

En cuanto al origen concreto de esta influencia marina, la presencia de pequeños afloramientos de materiales costeros de edad Aptiense inferior en el extremo SE de la Cuenca de Cameros (Fig. 7.15) demuestra que los episodios transgresivos de este periodo pudieron alcanzar esta cuenca procedentes de la Cuenca Ibérica al SE (Alonso y Mas, 1988; Sacristán-Horcajada et al., 2012). Sin embargo, en el artículo incluido en este capítulo se propone que no se debe descartar una influencia marina complementaria procedente de la Cuenca Vasco-Cantábrica, debido a la proximidad geográfica de ésta, a las similitudes sedimentológicas que muestra con la Cuenca de Cameros, y a la existencia de cubetas subsidentes entre ambas, que pudieron conectarlas durante episodios transgresivos.

Por lo tanto, las conclusiones principales del estudio paleogeográfico de esta tesis doctoral son: a) que durante la etapa extensional del Barremiense superior-Aptiense inferior la subsidencia del NE de la Placa Ibérica estuvo condicionada por directrices tardivariscas (Fig. 7.15B) y localizada en una serie de cuencas sedimentarias independientes; b) que el espacio entre estas cuencas estuvo ocupado por zonas elevadas y por zonas no subsidentes, dominadas por extensos depósitos de Jurásico marino o de Triásico con cubetas subsidentes aisladas; y c) que la transgresión generalizada del Aptiense inferior pudo utilizar estas extensas zonas llanas para alcanzar el borde norte de la Cuenca de Cameros, probablemente procedente tanto del ámbito tetisiano (Cuenca Ibérica) como del ámbito boreal (Cuenca Vasco-Cantábrica). De esta forma, la paleogeografía del NE de la Placa Ibérica habría estado configurada, durante la transgresión del Aptiense inferior, como una serie de amplias extensiones emergidas, separadas entre sí por brazos de mar epicontinentales y muy someros (Fig. 7.15). En definitiva, una configuración análoga a la que se interpreta para grandes áreas del ámbito del Tetis y del norte de Europa durante otros momentos de alto nivel del mar a lo largo del Mesozoico (p.ej. Allen, 1998; Diedrich, 2011).

7.6 - CONCLUSIONES PARCIALES DEL CAPÍTULO

A partir de los datos y discusiones expuestos en este capítulo sobre la influencia relativa de la tectónica y el eustatismo en la sedimentación de las Fms Jubera y Leza y sobre el contexto paleogeográfico de estas unidades, puede plantearse un resumen general de la evolución geológica del borde norte de la Cuenca de Cameros durante el ciclo Barremiense superior-Aptiense inferior.

- Previamente al ciclo Barremiense superior-Aptiense inferior el borde norte de la Cuenca de Cameros no había tenido una subsidencia significativa y no se habían depositado todavía en esta zona sedimentos cretácicos, estando éstos limitados todavía a sectores más al sur.

- Al comienzo de este ciclo los esfuerzos extensionales (de dirección aproximada entre N-S y NNE-SSO) interaccionaron con la estructuración previa del sustrato mesozoico del borde norte de la cuenca (heredada de los desgarres tardivariscos del basamento), produciendo zonas extensionales y zonas transtensionales en las que se desarrollaron una serie de cubetas independientes limitadas por fallas normales. En la mayoría de estas cubetas se produjo sedimentación hacia el interior de la Cuenca de Cameros, mientras que en algunas

la sedimentación se produjo hacia el Macizo del Ebro, en dirección N o NE.

- Es probable que a favor de algunas de las fracturas extensionales generadas en el sustrato mesozoico de la cuenca se produjera progresivamente la migración de los depósitos evaporíticos de este sustrato (las facies *Keuper* del Triásico Superior), como ocurrió en zonas próximas a la Cuenca de Cameros cuya extensión estuvo condicionada por los mismos desgarres tardivariscos.

- En las cubetas tectónicas del borde norte comenzaron a formarse abanicos aluviales procedentes de la erosión del sustrato Jurásico marino, que dieron lugar a los depósitos de la Fm Jubera. El espesor de estos depósitos varió enormemente entre las diferentes cubetas e incluso dentro de cada una de ellas, a causa de fallas menores asociadas a las fracturas principales.

- Posteriormente, se produjo un cambio en la sedimentación de estas cubetas: en su parte central se comenzaron a desarrollar sistemas de humedales carbonáticos lateralmente asociados a abanicos aluviales, que siguieron predominando en los bordes tectónicamente activos. Estos sistemas produjeron los depósitos de la parte inferior de la Fm Leza. El cambio en la sedimentación puede relacionarse tentativamente con el comienzo de la transgresión generalizada del Aptiense inferior, que provocaría una importante subida en el nivel de base de drenaje de la Cuenca de Cameros, lo que facilitaría el desarrollo de amplias zonas húmedas.

- Los siguientes pulsos más importantes de esta transgresión global del Aptiense inferior hicieron que el ámbito marino alcanzara el borde norte de la Cuenca de Cameros, como queda registrado en el aumento de evidencias de influencia marina en la parte media de la Fm Leza y en la retrogradación de las facies de ésta. A partir de este momento, la generación de espacio de acomodación por el eustatismo comienza a tener mayor relevancia en las cubetas, siendo complementario al espacio de acomodación generado por la tectónica.

- La procedencia de los pulsos transgresivos del Aptiense inferior fue probablemente tanto desde el ámbito tetisiano al SE, como desde el ámbito boreal al N, a través de brazos de mar epicontinentales alargados y muy someros, que aprovecharon zonas llanas no subsidentes o con subsidencia puntual localizada.

- De esta forma, el sistema sedimentario de las cubetas tectónicas del borde norte de la Cuenca de Cameros quedó configurado como un sistema complejo de humedales costeros carbonáticos y carbonático-evaporíticos, lateralmente relacionado con abanicos aluviales procedentes de la erosión de los relieves que la tectónica continuaba generando en los materiales del sustrato Jurásico marino de los bordes de las cubetas. A su vez, el sistema de humedales costeros de la Fm Leza estuvo también relacionado lateralmente hacia el sur con el sistema de drenaje general de la cuenca, representado por los depósitos del Gr Enciso.

- Dentro de los humedales costeros de la Fm Leza tuvo especial relevancia el desarrollo de microbialitas, que aparecieron en la gran mayoría de los subambientes del sistema, tanto en los dominados por agua dulce, como en los influidos por agua marina. El hecho de que el agua dulce del sistema estuviera relacionada con la erosión de los relieves tectónicamente controlados de las calizas del sustrato Jurásico marino dio como resultado microbialitas con predominio de microestructuras filamentosas, formadas en medios con elevadas sobresaturaciones en carbonato. Por el contrario, la menor sobresaturación en carbonato generalmente interpretada para la transgresión global del Aptiense inferior, produjo que las microbialitas de la Fm Leza desarrolladas en medios con influencia marina tuvieran microestructuras con escasos filamentos microbianos. Otros casos de abundancia anómala de microbialitas en depósitos marinos someros coetáneos con la Fm Leza han sido correlacionados con el evento anóxico oceánico OAE1a asociado a la transgresión del Aptiense inferior. Aunque los controles de la abundancia y diversidad de microbialitas de la Fm Leza parecen ser de carácter más local, no debe descartarse una influencia de estos procesos globales.

- Por último, el pulso máximo de la transgresión Aptiense inferior produjo la mayor extensión lateral de los sistemas de humedales costeros dentro de las cubetas del borde norte de la cuenca, así como la mayor abundancia de evidencias de influencia marina a techo de la Fm Leza. Durante esta etapa final de la sedimentación de la Fm Leza, el borde norte de la Cuenca de Cameros quedó probablemente configurado como un estrecho marino somero y controlado por la tectónica extensional (similar a un *rift* costero) que

pudo haber conectado el Mar del Tetis con el Océano Boreal, como había ocurrido y ocurrió posteriormente en este mismo sector durante otros momentos de alto nivel del mar del Mesozoico.

Dada esta evolución geológica y teniendo en cuenta todos los nuevos datos e interpretaciones sobre los depósitos de la Fm Leza presentados a lo largo de esta memoria, puede concluirse que la gran complejidad y variabilidad que presenta la Fm Leza en todos sus aspectos es debida a que esta unidad se desarrolló en una triple encrucijada. En primer lugar, la Fm Leza se formó en una encrucijada tectónica, pues el borde norte de la Cuenca de Cameros se sitúa en la intersección de las dos familias principales de desgarres tardivariscos de la Placa Ibérica, lo que controló enormemente la distribución y cantidad de espacio de acomodación generado por la tectónica para esta unidad. En segundo lugar, la Fm Leza se formó en una encrucijada paleoambiental, al depositarse, gracias a la influencia eustática, justo entre la tierra y el mar, en un sistema de humedales costeros (ni marino ni continental, pero con algo de ambos), lo que produjo una enorme variedad de medios sedimentarios, a la vez que controló la distribución de poblaciones bióticas en estos medios, incluyendo la gran diversidad de microbialitas que se desarrollaron en ellos. Por último, la Fm Leza se formó también en una encrucijada temporal, ya que el Aptiense inferior supone un momento de cambio, marcado por una transgresión global y por variaciones ambientales y oceánicas que probablemente supusieron un punto de inflexión en la evolución de las microbialitas, condicionando por tanto, el desarrollo de éstas en la Fm Leza. La perspectiva que ofrece la confluencia de estas tres encrucijadas espacio-temporales en la Fm Leza no sólo permite apreciar y comprender la complejidad y variabilidad de esta unidad, sino que además aporta un punto de vista privilegiado para abordar e intentar explicar numerosos problemas a diferentes escalas: desde la tectónica de toda la placa hasta la diversidad microscópica de los carbontos microbianos.

Eustatic *versus* tectonic control in an intraplate rift basin (Leza Fm, Cameros Basin). Chronostratigraphic and paleogeographic implications for the Aptian of Iberia

Control eustático versus control tectónico en una cuenca de rift intraplaca (Fm Leza, Cuenca de Cameros). Implicaciones cronoestratigráficas y paleogeográficas para el Aptiense de Iberia

P. Suarez-Gonzalez^{1,2,*}, I. E. Quijada^{1,2}, , M. I. Benito^{1,2}, R. Mas^{1,2}

¹Departamento de Estratigrafía, Fac. Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, Spain

²Instituto de Geociencias IGEO (CSIC, UCM), C/ José Antonio Novais 12, 28040 Madrid, Spain

pablosuarez@geo.ucm.es; equijada@geo.ucm.es; maribel@geo.ucm.es; ramonmas@geo.ucm.es

**corresponding author*

Received: 20/04/2013 / Accepted: 10/07/2013

Abstract

The Leza Formation is a carbonate unit of the northern Cameros Basin (N Spain) with controversial age, stratigraphic position, and sedimentological interpretation. It was deposited in a series of fault-bounded tectonic depressions along the northern margin of the basin. The Leza Fm overlies and changes laterally to the siliciclastic Jubera Fm, and the thickness of both units is also controlled by faults. Although the Leza Fm has been traditionally interpreted as lacustrine with sporadic marine incursions, detailed sedimentological analysis reveals new and very abundant evidences of marine influence: sedimentary structures of tidal origin, common marine fossils (dasycladales and foraminifers), and homogeneous populations of porocharacean charophytes, indicative of brackish conditions. Thus, this unit is interpreted as deposited in a system of coastal-wetlands with both fresh-water and sea-water influence, laterally related with the alluvial deposits of the Jubera Fm and the fluvio-lacustrine deposits of the Enciso Gr towards the centre of the basin. Using the chronostratigraphic ranges of the marine fossils and the lateral relationship with adjacent units, the Leza Fm is confirmed as part of a depositional sequence late Barremian - early Aptian in age. Furthermore, a transgressive trend is defined in the Leza Fm, which is compared with the eustatic evolution of the neighbouring Basque-Cantabrian, Iberian and Pyrenean marine basins, allowing correlation of the upper part of this unit with the widespread eustatic maximum of the middle-upper part of the early Aptian. This eustatic influence provided additional accommodation space to that created by tectonics.

These data from the Cameros Basin are contrasted with a thorough compilation of paleogeographic data, showing that, during the early Aptian transgression, marine influence was likely to reach the northern Cameros Basin, not only coming from the SE Iberian Basin, as previously interpreted, but also from the NW Basque-Cantabrian Basin. This resulted in a probable link between Boreal and Tethyan marine realms

Keywords: Lower Cretaceous, paleogeography, Iberian plate, tectonics vs. eustasy, coastal lakes, Spain

Resumen

La Formación Leza es una unidad carbonática del norte de la Cuenca de Cameros (N España), cuya edad, posición estratigráfica e interpretación sedimentológica son controvertidas. Se depositó en una serie de cubetas tectónicas limitadas por fallas a lo largo del borde norte de la cuenca. La Fm Leza yace sobre y pasa lateralmente a los depósitos siliciclásticos de la Fm Jubera, estando el espesor de ambas unidades también controlado por fallas. Pese a que la Fm Leza ha sido tradicionalmente interpretada como lacustre con incursiones marinas esporádicas, el análisis sedimentológico detallado revela nuevas evidencias muy abundantes de influencia marina: estructuras sedimentarias de origen mareal, y habituales fósiles marinos (dasycladales y foraminíferos), así como poblaciones homogéneas de carofitas porocaráceas, que indican medios salobres. Esta unidad se interpreta como formada en un sistema de humedales costeros con influencia tanto de agua dulce como de agua marina, relacionado lateralmente con los depósitos aluviales de la Fm Jubera y con los depósitos fluvio-lacustres del Gr Enciso hacia el centro de la cuenca. Usando los rangos cronoestratigráficos de los fósiles marinos y las relaciones laterales con unidades adyacentes, se confirma la pertenencia de la Fm Leza a la secuencia deposicional de edad Barremiense superior - Aptiense inferior. Además, se define una tendencia transgresiva en la Fm Leza, que al ser comparada con la evolución eustática de las cuencas marinas coetáneas, Vasco-Cantábrica, Ibérica y Pirenaica, permite la correlación de la parte superior de esta unidad con el máximo eustático generalizado de la parte media-superior del Aptiense inferior. Esta influencia eustática produjo un espacio de acomodación adicional al producido por la tectónica.

Estos datos de la Cuenca de Cameros son contrastados con una recopilación exhaustiva de datos paleogeográficos, mostrando que durante la transgresión del Aptiense inferior, la influencia marina probablemente alcanzó el norte de la Cuenca de Cameros no sólo desde la Cuenca Ibérica al SE, como ha sido interpretado previamente, sino también desde la Cuenca Vasco-Cantábrica al NO. Esto produciría la probable unión entre los ámbitos del Océano Boreal y del Tetis.

Palabras clave: Cretácico Inferior, paleogeografía, Placa Ibérica, tectónica vs. eustatismo, lagos costeros, España

1. Introduction

Tectonics and eustasy are the main allocyclic factors controlling the creation of accommodation space in sedimentary basins (e.g. Ingersoll and Busby, 1995; Bosence, 1998; Miall and Miall, 2001; Leeder, 2011). In general, tectonics can be regarded as the most important factor, especially in rift basins, because in them, crustal extension is typically expressed in surface as faults on the basin substrate, which generate accommodation space that will be filled by sediments (Leeder and Gawthorpe, 1987; Leeder, 1995; Gawthorpe and Leeder, 2000). But if a rift basin is close to the marine realm, rising and falling of sea-level will be an additional factor controlling accommodation space (Pietman, 1978; Lambeck *et al.*, 1987; Leeder and Gawthorpe, 1987; Ravnas and Steel, 1998). When both factors are actively found together, as in coastal/marine rifts and proto-oceanic rift troughs (Leeder, 1995; Ravnas and Steel, 1998; Gawthorpe and Leeder, 2000), they create a complex combination which has proved to be difficult to untangle (Lambeck *et al.*, 1987; Miall and Miall, 2001; De Benedictis *et al.*, 2007). In these cases, detailed tectonic and sedimentological studies are necessary to discriminate their relative roles on the generation of accommodation space (Pietman, 1978; Lambeck *et al.*, 1987; Collier, 1990; Gawthorpe *et al.*, 1997; Cross *et al.*, 1998; Perrin *et al.*, 1998; Plaziat *et al.*, 1998; Ravnas and Steel, 1998; Miall and Miall, 2001). Here we present the case study of a coastal carbonate unit (Leza Formation) deposited on the active margin of an intraplate rift basin (Cameros Basin), during a period of significant eustatic rise.

In this work, detailed geological mapping and outcrop analysis are used to interpret the tectonic control of the Leza Fm, which was deposited in a series of small fault-bounded depressions along the northern margin of the Cameros rift basin. In addition, sedimentological analysis is carried out in order to accurately describe the marine influence in the Leza Fm deposits. The aim of this study is to compare this marine influence with the tectonic setting of the Leza Fm, which would allow differentiation between the relative roles of eustasy and tectonics as factors controlling the generation of accommodation space and the sedimentation of the unit.

Furthermore, this study provides new data on the controversial age of the Leza Fm. These data, together with the new evidences of marine influence, are an interesting source of paleogeographic information, and they lead to a reinterpretation of the sources of marine influence on the Leza Fm, as well as a revision of the early Aptian paleogeography of NE Iberia.

2. Geological setting

The Cameros Basin is the northwesternmost basin of the Mesozoic Iberian Rift System (Fig. 1). It was formed during Late Jurassic to Early Cretaceous times, and it was inverted during the Cenozoic Alpine Orogeny (Casas-Sainz and Simón-Gómez, 1992; Mas *et al.*, 1993; Guimerà *et al.*, 1995). The sedimentary infill of the basin was deposited on top of a Triassic-Jurassic substrate during Tithonian to early Albian times, and it is composed of sedimentary rocks deposited in continental and transitional

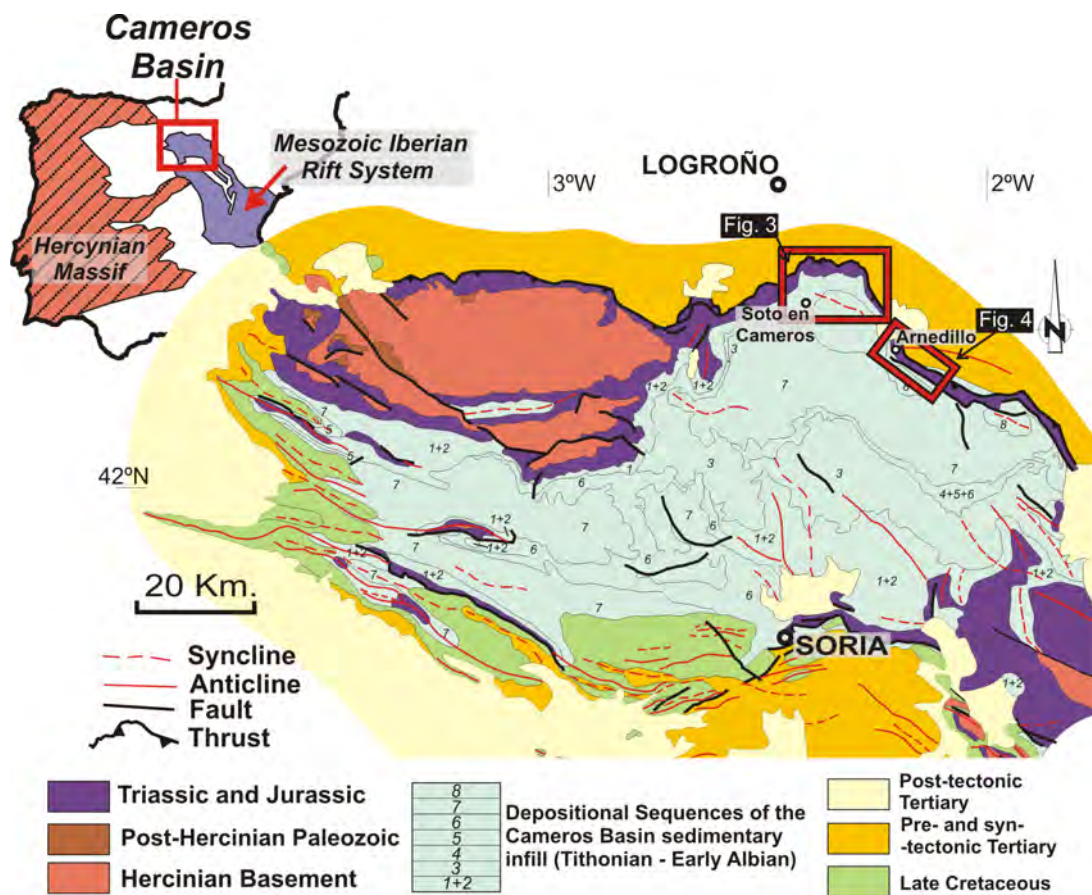


Fig. 1.- Geological map of the Cameros Basin, showing its location on the Iberian Peninsula and in the Mesozoic Iberian Rift System (upper left). Red squares show approximate situation of the geologic maps of Figures 3 and 4. Modified after Mas *et al.*, 2002a.

Fig. 1.- Mapa geológico de la Cuenca de Cameros. Arriba a la izquierda se muestra su situación en la Península Ibérica y en el Sistema Mesozoico de Rift Ibérico. Los recuadros rojos muestra la localización aproximada de los mapas geológicos de las Figuras 3 y 4. Modificado de Mas *et al.*, 2002a.

environments (Tischer, 1966; Salomon, 1982; Guiraud & Seguret, 1985; Alonso and Mas, 1993; Mas *et al.*, 1993; 2011; Quijada *et al.*, 2010; 2013; 2014; Suarez-Gonzalez *et al.*, 2010; 2012). This sedimentary infill has a vertical thickness of up to 6000 m and it was originally divided by Tischer (1966) in five lithostratigraphic groups (Tera Gr, Oncala Gr, Urbión Gr, Enciso Gr, and Oliván Gr). These denominations are still in use, but were adapted to sequence stratigraphy (Mas *et al.*, 1993) and are currently divided in eight depositional sequences (Mas *et al.*, 2002a; 2004; 2011; Fig. 2).

The Leza Fm is a carbonate unit with strongly variable thickness (from less than 20 m to almost 280 m), because it crops out in a discontinuous series of small lithosomes along the northern margin of the basin (Díaz Martínez, 1988; Alonso and Mas, 1993; Suarez-Gonzalez *et al.*, 2010; 2011) (Figs. 1, 3, 4). These lithosomes include the Leza Fm and the underlying Jubera Fm, and

they are limited by faults that fracture the Mesozoic substrate of the Cameros Basin. The Jubera Fm, which also shows a strongly variable thickness (Fig. 3, 4), consists of conglomerates, sandstones and shales. Deposits of the Jubera Fm are interpreted as formed in alluvial fans related to the erosion of the faulted substrate (Alonso and Mas, 1993). The Leza Fm is mainly composed of limestones, dolomites and marls but it also contains variable siliciclastic influence (conglomerates and sandstones). It was attributed to lacustrine and palustrine environments with levels of marine influence (Guiraud, 1983; Alonso and Mas, 1993). The lithosomes of the Jubera and Leza units are overlaid by mixed siliciclastic-carbonate facies of the Enciso Group (Figs. 2, 3, 4).

Outcrops of the Leza Fm can be divided in two main sectors, which are separated by an extensive outcrop of Tertiary rocks (Figs. 1, 3, 4). The Western sector is located between the valleys of the Leza River and the Jubera

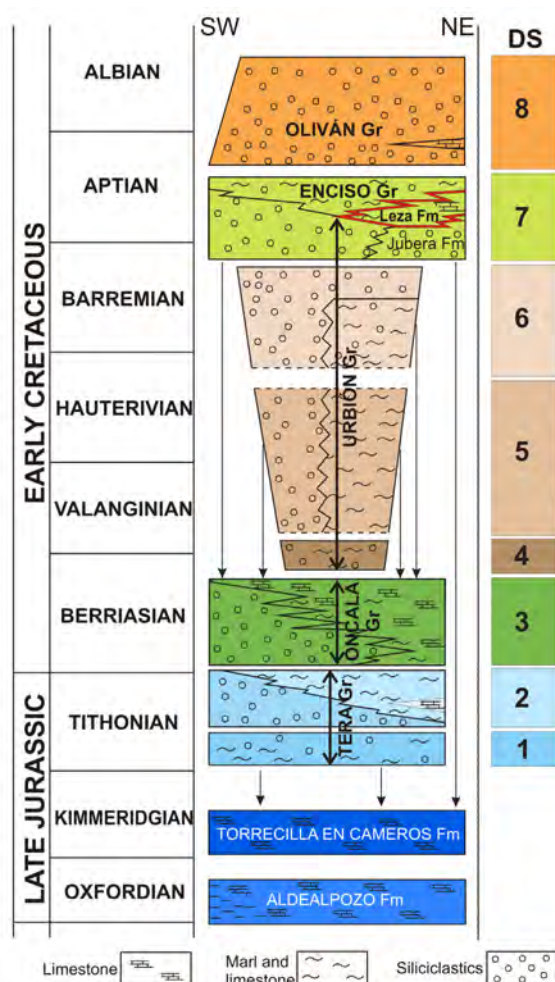


Fig. 2.- Chronostratigraphic chart of the Cameros Basin, showing part of the Upper Jurassic substrate of the basin and the Tithonian-Albian sedimentary record, divided in 8 depositional sequences (DS). The Leza Fm is outlined in red. Modified after Mas *et al.*, 2011.

Fig. 2.- Cuadro cronoestratigráfico de la Cuenca de Cameros, que muestra parte del sustrato Jurásico Superior de la cuenca y su relleno sedimentario, Tithoniense-Albiense, dividido en 8 secuencias deposicionales (DS). La Fm Leza está resaltada en rojo. Modificado de Mas *et al.*, 2011.

River (La Rioja, Spain) and contains three lithosomes: San Vicente, San Martín and Leza lithosomes (Figs. 1, 3). The Eastern sector is located around the Cidacos River valley between the towns of Arnedillo and Préjano (La Rioja, Spain) and contains five lithosomes of the Jubera and Leza Fms: Préjano, Peñalmonte, Arnedillo, Canteras and Castellar lithosomes (Figs. 1, 4).

2.1. Ages previously attributed to the Leza Fm

Due to the scarcity of high resolution biostratigraphic data, the sedimentary record of the Cameros Basin is diffi-

cult to date accurately (Martín-Closas and Alonso, 1998) and, in particular, the Leza Fm has been given many different ages, ranging from Berriasian to Aptian (Fig. 5). The Leza Fm was defined as a formal lithostratigraphic unit by Mas *et al.* (1990), but its deposits were mentioned in previous studies. Tischer (1966) briefly described the carbonates of the Leza Fm throughout the northern margin of the basin, and he stated that they change laterally to the Enciso Gr. Based on ostracod biostratigraphy, Kneuper-Haack (1966) assigned a Berriasian age to the Enciso Gr, and Brenner & Wiedmann (1975) dated the Enciso Gr as Hauterivian-Barremian. Salomon (1982) redefined the age of the Enciso Gr as early Valanginian, based on mapping and stratigraphic relationships. However, Salomon (1982) did not consider the deposits of the Leza Fm as a uniform unit: in the Leza River area (Fig. 3) they are mapped as equivalent to the Enciso Gr of Tischer (1966), but in the Jubera River (Fig. 3) and Arnedillo (Fig. 4) areas they are considered as equivalent to the Tera Gr of Tischer (1966). Guiraud (1983) was the first to recognize the Leza Fm deposits as a lithostratigraphic unit, which he informally named *série Soto*. He also named the Jubera Fm as *série Leza*. He considered the Jubera Fm as part of the Urbión Gr and the Leza Fm as part of the Enciso Gr, both early Valanginian in age, following the chronostratigraphy of Salomon (1982). Guiraud (1983) found dasycladales in the Arnedillo section, interpreting for the first time marine influence in the deposits of the Leza Fm. Schudack (1987) further refined the age of the Enciso Gr, using ostracods and charophytes, as Barremian. Díaz Martínez (1988) recognized that the Jubera and the Leza Fms are tectonically controlled, also describing a lateral relationship between both units. Hernández Samaniego *et al.* (1990) used regional lithologic correlations and scarce charophyte data to assign the deposits of the Jubera Fm and Leza Fm as Kimmeridgian-Berriasian (Tera Gr of Tischer, 1966) and Berriasian (Oncala Gr), respectively. In contrast, Mas *et al.* (1990) used previous data to assign a Valanginian-Barremian age to both units. Alonso and Mas (1993) described lateral relationship between the Leza Fm and the Enciso Gr. They mentioned sporadic occurrence of dasycladales and foraminifers in the Leza Fm and, given the age of the overlying units and the chronostratigraphic range of the dasycladales, they considered the Enciso Gr as Barremian-Aptian in age. Mas *et al.* (1993) refined this age as upper Barremian-lower Aptian. Casas-Sainz and Gil-Imaz (1994) did not discuss chronostratigraphy of the Cameros Basin, and they did not mention the Leza Fm as a unit, but in their *Figura 3* presented an outcrop sketch of the Préjano area (Fig. 4) where the Leza Fm deposits are classified as part of the Enciso Gr. In addition, their *Figura 8* showed a geological

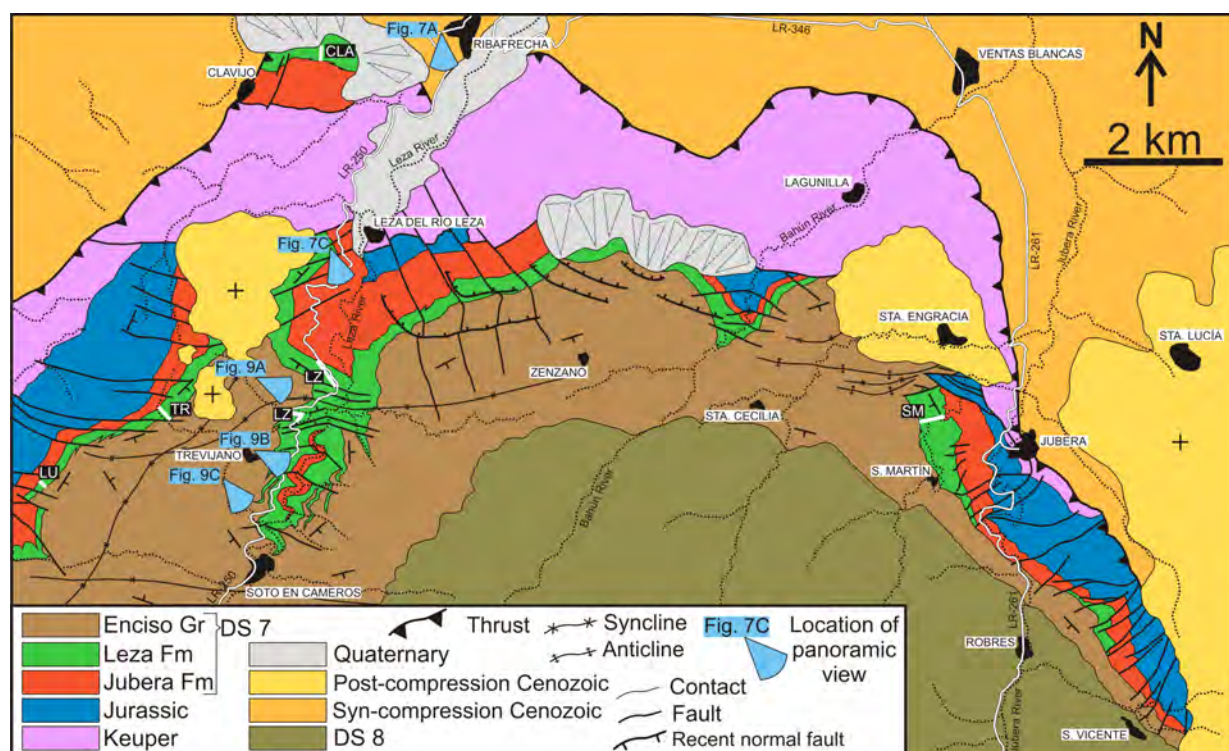


Fig. 3.- Geological map of the western outcrops of the Leza Fm and their surrounding areas. White lines marked in the Leza Fm outcrops represent measured stratigraphic sections. DS: Depositional sequence (see Fig. 2). LU: Luezas section; TR: Trevijano section; LZ: Leza River section; CLA: Clavijo Section; SM: San Martín Section.

Fig. 3.- Mapa geológico de los afloramientos occidentales de la Fm Leza y de las áreas que los rodean. Las líneas blancas representan las secciones estratigráficas medidas en la Fm Leza para este trabajo. DS: Secuencia deposicional (ver Fig. 2). LU: columna de Luezas; TR: columna de Trevijano; LZ: columna del Río Leza; CLA: columna de Clavijo; SM: columna de San Martín.

map of the Arnedillo area (Fig. 4) where outcrops of the Leza Fm are attributed to the Oncala Gr. Martín-Closas and Alonso (1998) conducted a thorough chronostratigraphic study of the Cameros Basin, including data from ostracods, charophytes, palynomorphs and dasycladales, as well as data from geological mapping and regional stratigraphic correlations. For them, the Leza Fm is part of the Enciso Gr, which is upper Barremian-lower Aptian in age. Mas *et al.* (2002a; 2004) updated the sequence stratigraphic framework of the basin, including the Jubera and Leza Fms in the seventh depositional sequence (DS7, Fig. 2), upper Barremian-lower Aptian in age. Doublet (2004) studied the Enciso Gr and considered that the Leza Fm belongs to the Oncala Gr. Schudack and Schudack (2009) changed the previous ostracod biostratigraphy of the Cameros Basin, considering the Enciso Gr as upper Valanginian-Barremian in age. Casas *et al.* (2009) did not discuss chronostratigraphy of the Cameros Basin, but in their Figure 8 they showed outcrop photographs of the Jubera Fm and the Leza Fm deposits in the Leza River area (Fig. 3), in which they are considered as part of the Oncala Gr and Enciso Gr, respectively. Suarez-Gonzalez

et al. (2010) presented new occurrences of dasycladales (*Salpingoporella urladanasi*) and foraminifers in the Leza Fm, suggesting that marine influence was more important than previously thought and confirming this unit as part of the Enciso Gr, Barremian-Aptian in age, based on the stratigraphic range of that species (Carras *et al.*, 2006). Clemente (2010) considered the Leza Fm as part of the Oncala Gr, lower-middle Berriasian in age, using the criteria of Hernández Samaniego *et al.* (1990).

In this study we present new stratigraphic, sedimentological and paleontological data, as well as a new detailed geological mapping that will shed some light on the controversial chronostratigraphy of the Leza Fm and the Cameros Basin.

3. Methods

This work is based on detailed geological mapping and sedimentological and paleontological analysis of the Leza Fm, as well as on a thorough revision of the literature concerning the chronostratigraphic and paleogeographic context of the Leza Fm.

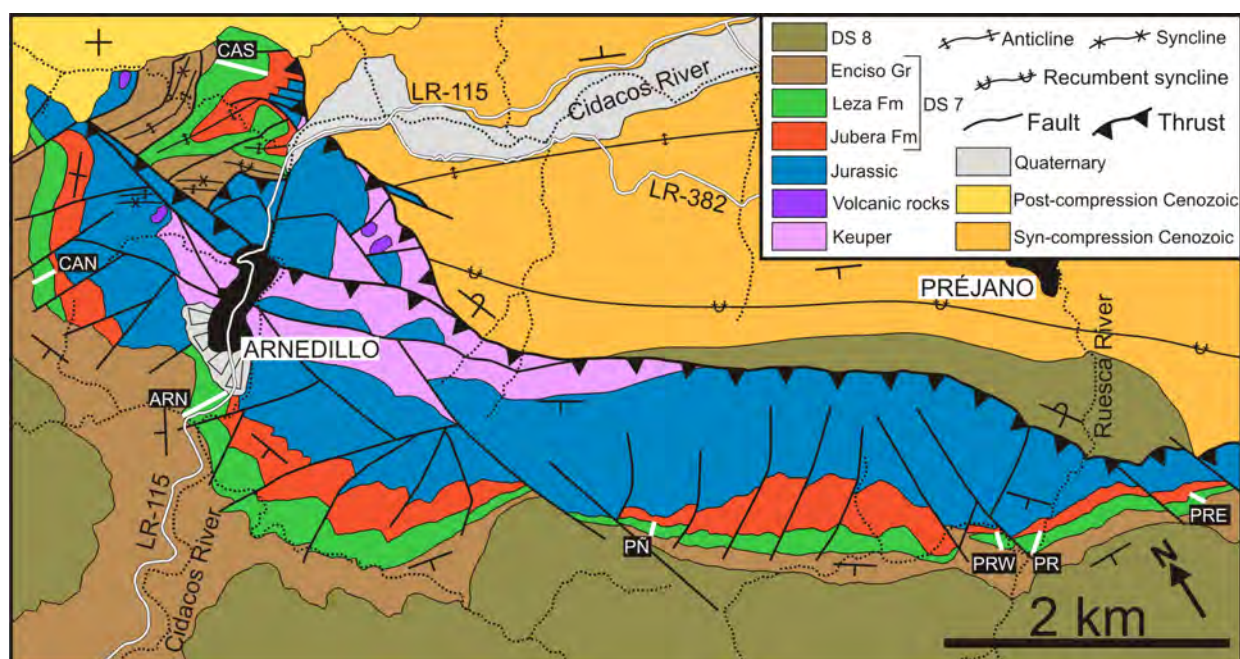


Fig. 4.- Geological map of the eastern outcrops of the Leza Fm, and their surrounding areas. White lines marked in the Leza Fm outcrops represent measured stratigraphic sections. DS: Depositional sequence (see Fig. 2). CAS: Castellar section; CAN: Canteras section; ARN: Arnedillo section; PÑ: Peñalmonete section; PRW: Préjano West section; PR: Préjano section; PRE: Préjano East section.

Fig. 4.- Mapa geológico de los afloramientos orientales de la Fm Leza y de las áreas que los rodean. Las líneas blancas representan las secciones estratigráficas medidas en la Fm Leza para este trabajo. DS: Secuencia deposicional (ver Fig. 2). CAS: columna de Castellar; CAN: columna de Canteras; ARN: columna de Arnedillo; PÑ: columna de Peñalmonete; PRW: columna de Préjano Oeste; PR: columna de Préjano; PRE: columna de Préjano Este.

For the work on the Leza Fm, an approximate area of 240 km² was mapped at 1:5000 scale using field observations, aerial photographs and satellite images. ArcGIS software was used to integrate all the cartographic data and to elaborate the final simplified synthetic maps (Fig. 3, 4). Twelve complete stratigraphic sections of the Leza Fm have been measured (Fig. 6) with a decimetre resolution and logged at 1:100 scale. The base of the sections corresponds to the contact between Jubera Fm and Leza Fm, which is gradational and, in this work, it is located at the first meter-scale carbonate bed found in the upper part of the Jubera Fm. The contact between the Leza Fm and the overlying Enciso Gr is also gradational and, in this work, the base of the Enciso Gr is considered to be marked by the first occurrence of decimetre-scale alternation of marls, sandstones and sandy ostracod-rich limestones, which are characteristic facies of the Enciso Gr (Mas *et al.*, 1993; Alonso-Azcárate, 1997; Doublet *et al.*, 2003). 750 rock samples were collected from the stratigraphic sections, as well as from other outcrops. A polished and uncovered thin section (30 µm thick) was prepared for each sample, in order to conduct petrographic analysis. Thin sections were partially stained with Alizarin Red S and potassium ferricyanide (Dickson, 1966),

for accurate distinction between calcite and dolomite. The petrographic and sedimentological description of this work will follow the classification of carbonate rocks of Dunham (1962).

For the interpretation of the paleogeographic context of the Leza Fm, we have elaborated a comprehensive compilation of information regarding the early Aptian in Northern and Eastern Spain. The main source of data for this compilation was the 1:50000 geological map of Spain (MAGNA series, available from the Geological Survey of Spain, IGME, and the Geological Survey of Catalunya, IGC). 212 maps of this series (see Appendix) have been carefully examined looking for lower Aptian outcrops. Additional information has been obtained from works of regional geology (Peybernès, 1976; Mas, 1982; Meléndez, 1983; Salas, 1987; Alonso and Mas, 1988; García-Mondéjar, 1990; Berástegui *et al.*, 2002; García-Senz 2002; Rosales *et al.*, 2002; Mas *et al.*, 2002b; 2004; García-Mondéjar *et al.*, 2004; Robador and García-Senz, 2004; González Fernández *et al.*, 2004). Borehole data have also been used for the paleogeographic reconstruction. A compilation of data from exploration wells edited by IGME (1987) has been used. Several previous paleogeographic reconstructions have been also used in order

to complete our reconstruction of areas where data were not available (Ziegler, 1988; Hay *et al.*, 1999, Masse *et al.*, 2000; Berástegui *et al.*, 2002; Rosales *et al.*, 2002; Mas *et al.*, 2002b; 2004; García-Mondéjar *et al.*, 2004; Robador and García-Senz, 2004; as well as the paleogeographic maps of Ronald Blakey, available at <http://www2.nau.edu/rcb7>).

4. Results

4.1. Geological mapping, tectonic framework and relationships with adjacent units

Geological maps of the northern margin of the Cameros Basin (Figs. 3, 4) show that the Leza Fm and the underlying Jubera Fm crop out discontinuously, on a series of lithosomes limited by faults that fracture the Mesozoic (Jurassic and Triassic) substrate of the basin. These lithosomes are arranged in a NW-SE direction, parallel to the northern thrust of the Cameros Basin, and they are overlain by the Enciso Gr. Furthermore, smaller-scale faults

are observed inside the lithosomes, which control the thickness of the Jubera Fm and the Leza Fm (Figs. 3, 4). Both units are typically thicker in the middle part of the lithosomes and they thin towards the limits, disappearing laterally in many cases, which locally allows the Enciso Gr to be directly on top of the Jurassic substrate (Fig. 4). The faults that limit the lithosomes and those which control the thickness of the Jubera and Leza Fms do not seem to significantly affect the overlying Enciso Gr.

This general tectonic framework of the northern margin of the Cameros Basin shows that the siliciclastic Jubera Fm and the carbonate Leza Fm are tectonically related. Furthermore, transition between both units is gradational: the top of the Jubera Fm contains progressively more abundant calcareous sandstones and thin limestone levels (Ochoa, 2006); the base of the Leza Fm is rich in clastic facies (mainly conglomerates and sandstones with fragments of Jurassic limestone, similar to those of the Jubera Fm), which gradually disappear towards the top of the unit (Fig.6). This gradual transition between both units suggests a lateral relationship of facies. Figure 7A shows

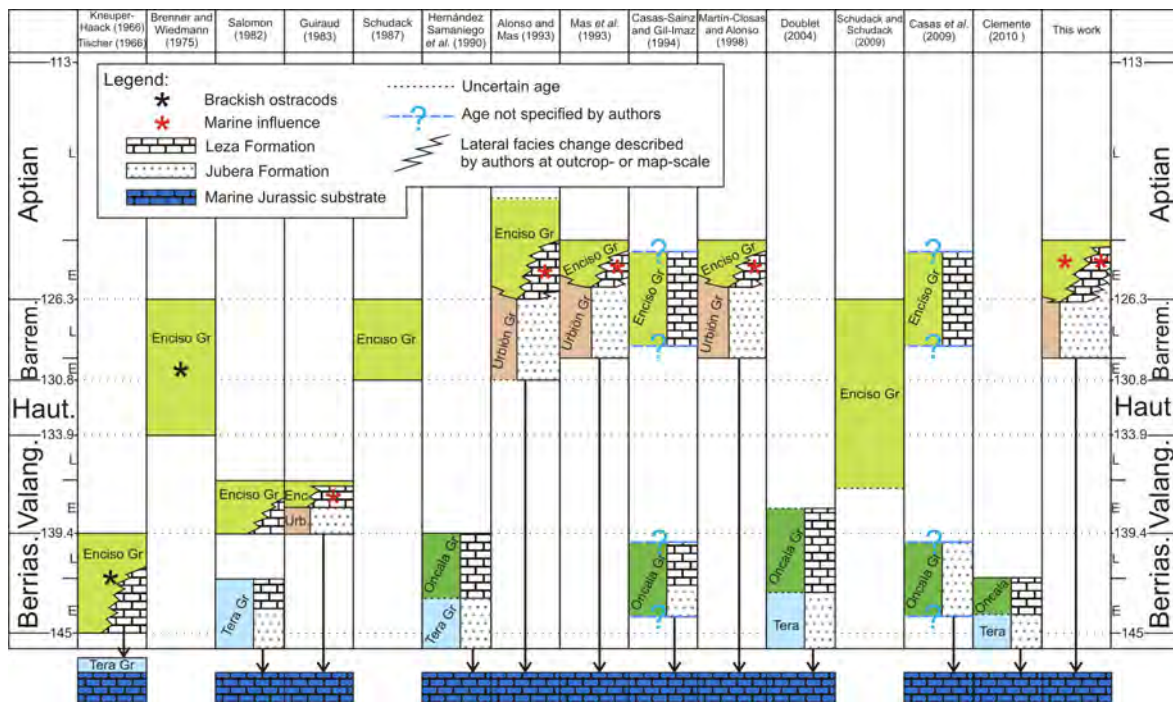


Fig. 5.- Comparative chronostratigraphic chart summarising the different ages and lithostratigraphic frameworks that have been proposed for the units of the northernmost area of the Cameros Basin. When authors assigned the Jubera and Leza Fms to a particular lithostratigraphic group but did not specified its age, we assumed the ages used in this work for the lithostratigraphic groups (Fig. 2). Lateral facies change was depicted only when authors clearly describe it either in text, maps or figures. Early Cretaceous geochronology from Ogg and Hinnov (2012).

Fig. 5.- Cuadro cronoestratigráfico comparativo que resume las diferentes edades y marcos litoestratigráficos propuestos para las unidades del borde norte de la Cuenca de Cameros. Cuando los autores asignan las Fms Jubera y Leza a un determinado grupo litoestratigráfico sin especificar la edad, hemos asumido las edades de los grupos litoestratigráficos usadas en este trabajo (Fig. 2). Se ha dibujado un cambio lateral de facies únicamente cuando los autores lo describían inequívocamente ya fuera en el texto, en un mapa o en una figura. La geocronología del Cretácico Inferior es de Ogg and Hinnov (2012).

a panoramic view of “Peñas de Leza” seen from the town of Ribafrecha to the North (see exact location in Fig. 3). In this view it can be observed that the upper strata of the Jubera Fm are westward changing to the lower strata of the Leza Fm, producing a progressive eastward thinning of the Leza Fm (Fig. 7B). This lateral relationship can also be observed at a smaller scale (Fig. 7C).

Geological maps (Figs. 3, 4) show that the Leza Fm is always overlain by part of the Enciso Gr, which is a thick unit (up to 1100 m in its depocentre) formed by a well-bedded alternation of sandstones, siliciclastic mudstones, marls, limestones and dolomites (Mas *et al.*, 1993; Alonso-Azcárate, 1997; Alonso-Azcárate *et al.*, 1999; Doublet *et al.*, 2003), worldwide-known for the abundance of dinosaur footprints (Moratalla and Sanz, 1997; Pérez-Lorente, 2002; Moratalla and Hernán, 2010). Transition from the Leza to the Enciso deposits is also typically gradual, which causes interbedding of thin-bedded marls and sandy limestones of the Enciso Gr with thicker-bedded carbonates of the Leza Fm at the contact of both units (Fig. 8). The relationship between the Leza Fm and the Enciso Gr is clearly seen in the Leza River valley. Figure 9 shows N-S panoramic photographs of the eastern side of the valley, taken from the West (see Fig. 3 for exact location). These panoramic views show that levels of the Leza Fm (seen in the field as hard carbonate packages producing marked topographic relief) gradually pass to the south to Enciso Gr levels (seen in the field as more erodible and vegetated alternations of marls, carbonates and sandstones). This transition creates a southwards facies change from the Leza Fm to the Enciso Gr (Fig. 3). The southern limit of this lateral facies change is located around the village of Soto en Cameros (Fig. 9C), where the Enciso Gr deposits predominate, displaying its characteristic lithologies and facies (Tischer, 1966; Salomon, 1982; Guiraud, 1983; Mas *et al.*, 1993; 2011), as well as its characteristic paleoichnological content (Casanovas *et al.*, 1990; 1992; Moratalla and Hernán, 2010).

4.2 Sedimentology of the Leza Fm

The detailed sedimentological analysis of all the measured sections of the Leza Fm (Fig. 6) has led to the recognition of many different facies that can be grouped and summarized in five facies associations

a) The *clastic facies association* is very abundant in the lower part of most of the studied sections of the Leza Fm and its abundance decreases upwards (Fig. 6). It includes conglomerates, cross-bedded sandstones, and less common marls. Conglomerates are poorly sorted and generally matrix-supported. They are composed of lithoclasts of Jurassic limestones, quartz and quartzite pebbles, and

carbonate intraclasts, within a sandy matrix (Fig. 10A). Sandstones are coarse- to fine-grained and commonly contain fragments of Jurassic limestone. The sandstone bodies typically show irregular bases, fining-upward trends, and trough cross-bedding. This facies association is interpreted as formed in an alluvial system whose main source area was the marine Jurassic limestones from the substrate of the Cameros Basin, which was faulted (Fig. 3, 4) and, therefore, exposed and being actively eroded during the sedimentation of the Leza Fm (Suarez-Gonzalez *et al.*, 2010; 2014).

b) The *black limestones facies association* comprises the most characteristic facies of the Leza Fm. It occurs both in the lower and upper part of all the studied sections (Fig. 6). This facies association is typically arranged in thickening-upwards sequences, 1-4 m thick (Fig. 10B), formed by black bioclastic limestones and less abundant marls. Limestones generally have mudstone-wackestone textures in the lower part of the sequences and wackestone-packstone textures in the upper part of the sequences. The top of these sequences is marked by features such as mud cracks, abundant bioturbation, root traces, brecciated horizons, nodular and mottled horizons, vertebrate footprints, and ferruginous surfaces (Fig. 10C). Black limestones of the lower part of the Leza Fm are generally sandy, whereas quartz grains are rarer in limestones of the upper part. They contain bioclasts, intraclasts and very abundant oncoids. The bioclasts are ostracods, charophytes, gastropods, dasycladales, filamentous microbial colonies, and fragments of vertebrate bones and egg-shells (Fig. 10D). These bioclasts lack any signs of reworking (Fig. 10D) and, therefore, they are considered as *in situ* remains valid for paleoenvironmental interpretations. Some sequences of the western outcrops of the Leza Fm (Trevijano and Leza sections, Fig. 6) contain skeletal stromatolites (Suarez-Gonzalez *et al.*, 2014). The sequences of this facies association are interpreted as shallowing-upward sequences of shallow bodies of water (Suarez-Gonzalez *et al.*, 2010; 2014). The common presence of *in situ* microfossils of both continental and marine affinities (charophytes and dasycladales, respectively) suggests that these bodies of water were coastal-lakes with influence of both fresh-water and marine water (Suarez-Gonzalez *et al.*, 2010; in press). Areas between coastal-lakes were probably covered by vegetation, since the top of the shallowing-upward sequences contain characteristic features of edaphic alteration and development of paleosoils in carbonates (e.g. Platt and Wright, 1992; Freytet and Verrechia, 2002; Alonso-Zarza and Wright, 2010, and references therein).

c) The *oolite-stromatolite facies association* has only been observed in the eastern outcrops of the Leza Fm

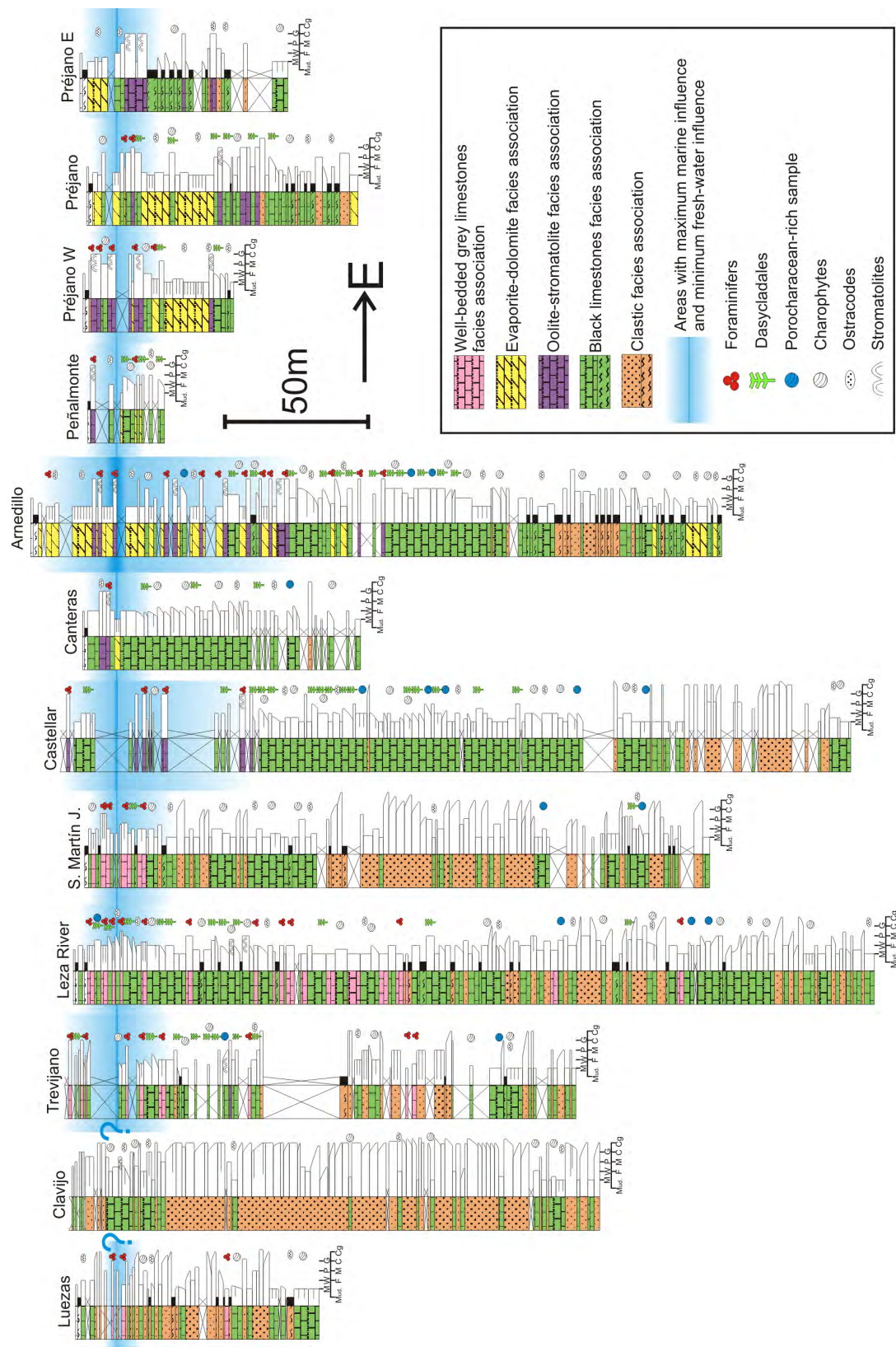


Fig. 6.- Simplified stratigraphic sections of the Leza Fm studied in this work. Facies associations are marked with different colors. Only the most paleoenvironmentally relevant fossils are drawn. See text for the detailed description of the paleontological content of each facies association. Intervals with most abundant evidences of marine influence and less abundant evidences of fresh-water environments are used as approximate correlation datum.

Fig. 6.- Columnas estratigráficas simplificadas de la Fm Leza estudiadas en este trabajo. Las asociaciones de facies están diferenciadas con colores. Sólo se han dibujado los fósiles de mayor relevancia paleoambiental. Para una descripción detallada del contenido fósil de cada asociación de facies, véase el texto. Los intervalos con mayor abundancia de evidencias de influencia marina y menor abundancia de evidencias de ambientes de agua dulce han sido utilizados como datum aproximado de correlación.

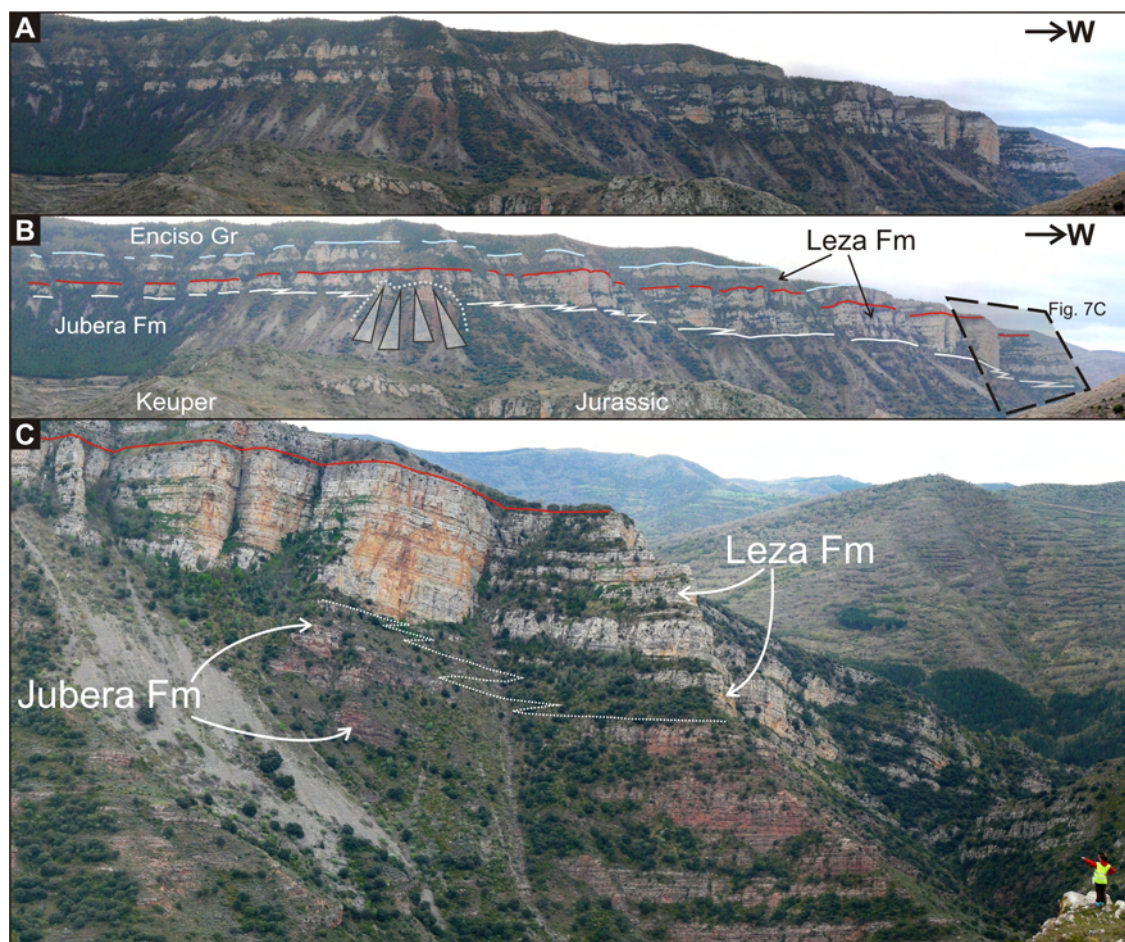


Fig. 7.- A: East-West panoramic view of “Peñas de Leza” seen from the locality of Ribafrecha (see Fig. 3 for exact location). B: Interpretation of A. White line marks the contact between the Jubera Fm and the Leza Fm. Red line highlights a laterally continuous level of the Leza Fm. Blue line marks the contact between the Leza Fm and the Enciso Gr. Note how the Jubera Fm is westward changing to the lower levels of the Leza Fm. In consequence, Leza Fm thins towards the East, where only its upper levels are preserved. C: Detail of the view from A and B, in which the lateral change of facies between Jubera Fm and Leza Fm (dashed white line) is seen at smaller scale. Red line highlights the same level as in B.

Fig. 7.- A: Panorámica este-oeste de las “Peñas de Leza” vistas desde la localidad de Ribafrecha (ver Fig. 3 para la localización exacta). B: Interpretación de A. La línea blanca marca el contacto entre la Fm Jubera y la Fm Leza. La línea roja resalta un nivel de la Fm Leza muy continuo lateralmente. La línea azul marca el contacto entre la Fm Leza y el Gr Enciso. Nótese el paso de la Fm Jubera hacia el oeste a las capas inferiores de la Fm Leza. En consecuencia, la Fm Leza se adelgaza hacia el este, donde sólo se observan sus niveles superiores. C: Detalle de la vista de A y B, en el que se observa a menor escala el cambio lateral de facies entre la Fm Jubera y la Fm Leza (línea blanca punteada). La línea roja marca el mismo nivel resaltado en B.

(Fig. 6), and it occurs in the middle and upper parts of the sections. This facies association contains cross-bedded oolitic grainstones that alternate with less abundant grey mudstones creating flaser, wavy and lenticular beddings (Fig. 10E). Flat-pebble breccias are common. These facies are laterally and vertically related with domal agglutinated oolitic stromatolites (Fig. 10F). Mud-cracks and vertebrate footprints are also observed in this facies association. Grainstones are composed of ooids, peloids, micritic intraclasts and bioclasts (mainly ostracods and benthic miliolid foraminifers, Fig. 10G). Ostracods and foraminifers are also found as trapped particles within the

stromatolites. These bioclasts lack any signs of reworking (Fig. 10G) and, therefore, they are considered as *in situ* remains valid for paleoenvironmental interpretations. This facies association is interpreted to be formed in shallow coastal-lakes, and its characteristic sedimentary structures (flaser, wavy and lenticular beddings) point to tidal influence during its deposition (Suarez-Gonzalez *et al.*, in press). In addition, the fact that the fossil content is almost restricted to ostracods and foraminifers suggests a somehow anomalous salinity in these coastal-lakes, probably due to a stronger sea-water input than in the *black limestones facies association*.

d) The *evaporite-dolomite facies association* only occurs in the upper part of the eastern sections of the Leza Fm (Fig. 6). It is formed by well-bedded to laminated grey dolomites with abundant pseudomorphs after evaporitic minerals (Figs. 11A, B). Dolomites have dense micritic or peloidal textures. They are poor in fossils, containing scarce ostracods and benthic miliolid foraminifers. The pseudomorphs can be scattered in the matrix (Figs. 11A) or grouped in centimetre-scale laterally-continuous layers (Figs. 11B). Pseudomorphs are variable in size and shape and they grow both displacing and replacing the dolomitic matrix. Morphology of original gypsum and anhydrite are typically observed in the pseudomorphs. Ferruginous surfaces, nodular horizons, mud-cracks and rare teppees structures occur at the top of some beds. This facies association is interpreted as deposited in relatively restricted coastal areas with common influence of sea-water (Suarez-Gonzalez *et al.*, 2010; in press) due to the abundance of pseudomorphs after evaporite minerals and to the scarcity and nature of the fossil content, which suggests that salinity of the original environment was anomalous and/or rapidly changing.

e) The *well-bedded grey limestones facies association* has been observed in the middle and upper parts of the sections measured on the western outcrops of the Leza Fm (Fig. 6). It is formed by 10-30 cm thick beds of grey limestones, which typically present mud-cracks and/or vertebrate footprints at their top surfaces. Three different textures are observed in these grey limestones: mudstone-wackestones of ostracods and benthic miliolid foraminifers (Fig. 11C, D); packstone-grainstones of peloids, ostracods and foraminifers; and laminated fenestral limestones with micritic, clotted-peloidal and agglutinated microfabrics, as well as relicts of microbial filaments. Small vertical cracks are common in these fenestral limestones, and their fossil content is very low: scattered ostracods and foraminifers, and rare charophytes and dasycladales. Fossils of this facies association lack signs of reworking (Figs. 11C, D). Beds of this facies association are very abundant in the upper part of the unit. They also occur in the middle part (Fig. 6), generally showing a scarcer fossil content. This facies association can be interpreted as being deposited in shallow coastal-lakes with influence of marine water, as indicated by the fossil content. The common mud-cracks and the small vertical cracks preserved in fenestral limestones indicate that desiccation of the coastal-lakes was common.

4.3. Evidences of marine influence

Deposits of the Leza Fm contain sedimentological and paleontological evidences of marine influence during their sedimentation. The main sedimentological evidence is the



Fig. 8.- Top of the Leza Fm in the Leza River stratigraphic section. Note the alternation between thick limestone beds of the Leza Fm (L) with thin-bedded marls, sandstones and limestones of the Enciso Gr (E). Beds of the Leza Fm thin upwards and eventually disappear.

Fig. 8.- Techo de la Fm Leza en la columna estratigráfica del Río Leza. Nótese la alternancia entre las capas gruesas de caliza de la Fm Leza (L) con las margas, areniscas y calizas tableadas del Gr Enciso (E). Las capas de la Fm Leza se adelgazan progresivamente hacia techo, llegando a desaparecer.

heterolithic alternation of grainy and muddy facies observed in the *oolite-stromatolite facies association*, which creates sedimentary structures such as flaser, wavy and lenticular beddings (Fig. 10E). These sedimentary structures are characteristic of modern and ancient carbonate tidal environments (see many examples in Ginsburg, 1977; Hardie, 1977; Demicco, 1983; Laseim *et al.*, 2012).

The presence of *in situ* dasycladales and foraminifers in the Leza Fm deposits (Figs. 10D, 10G, 11C, D) is a clear paleontological indicator of very common marine influence throughout most part of the sedimentation of the unit, since they occur in many successive levels, often alternating with levels only containing fresh-water fossils (Fig. 6). Dasycladales occur in sequences of the *black limestones facies association* but only in sequences from the middle and upper parts of the studied sections (Fig. 6). A single species of dasycladales has been found in these deposits: *Salpingoporella urladanasi* (Marc Conrad, Nicolaos Carras and Ioan Bucur, pers. com.). This green alga has a Barremian-Albian stratigraphic range (Carras *et al.*, 2006), and it is usually found in restricted marine, brackish facies, associated with foraminifers, ostracods and charophytes, but also in facies of normal marine salinity (Carras *et al.*, 2006). The paleobiogeography of this species corresponds to the northern Tethyan realm (Fig. 12). In the context of the Iberian Peninsula, *S. urladanasi* has been confidently described in the Barremian-Aptian of the South-Pyrenean Basin (Peybernès, 1976; Conrad *et al.*, 1977), and in the Albian of Portugal (Rey *et al.*, 1977). According to Carras *et al.* (2006) it is uncertainly cited in the Basque-Cantabrian Basin (Pascal, 1984). It is cited but not figured in the Asturias area (Dragastan,

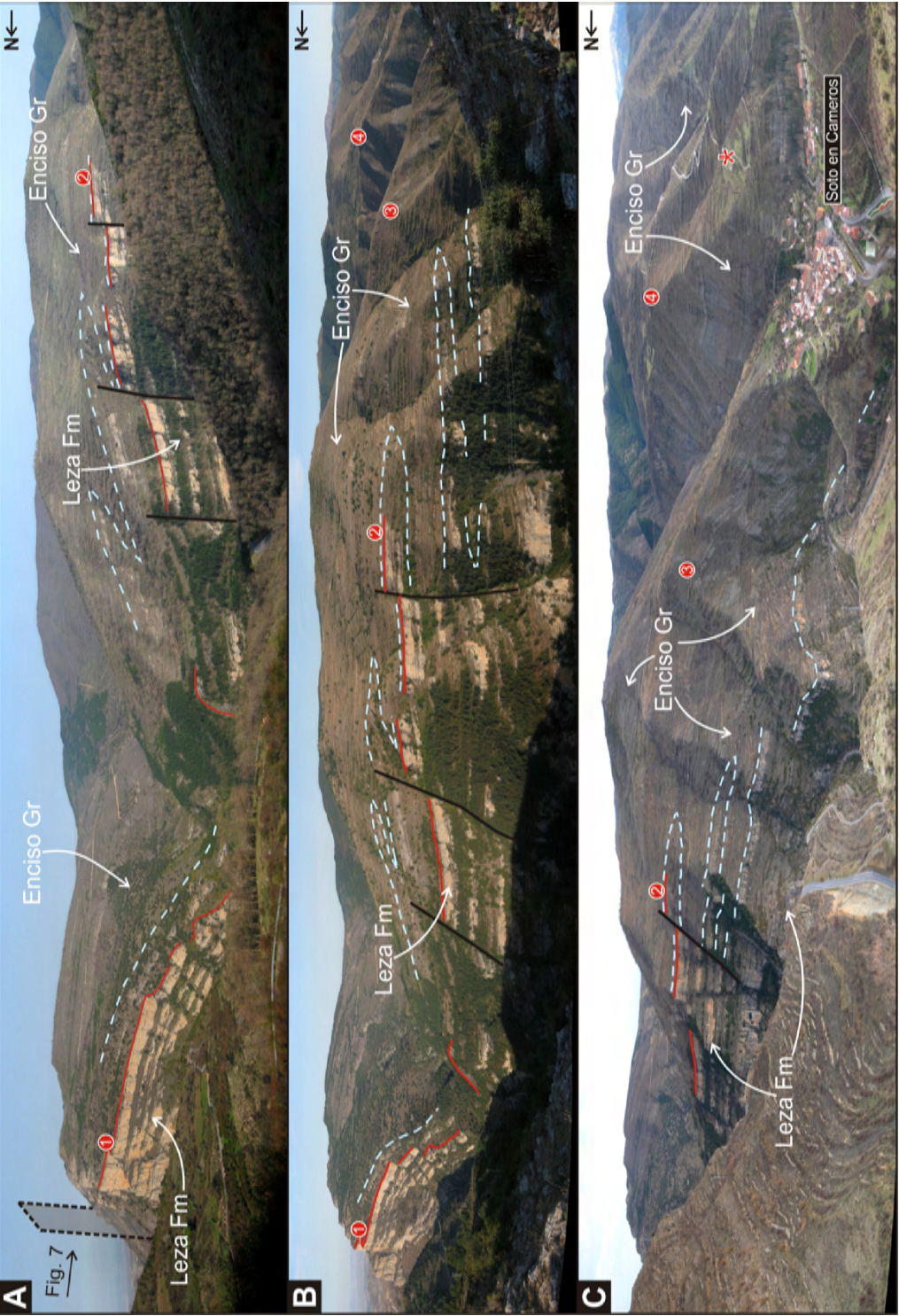


Fig. 9.- North-South panoramic views of the Leza River valley (see Fig. 3 for exact location). Numbers are equivalent points in all the views. Drawn lines are the same as in Fig. 7: red is for the laterally continuous level of the Leza Fm and blue is for the contact between Leza Fm and Enciso Gr. Black lines are faults. A: Northernmost view. B: Middle view. Note how thick limestone levels of the Leza Fm are southwards changing to thin-bedded marls, sandstones and limestones of the Enciso Gr. C: Southernmost view. Around Soto en Cameros, the Leza Fm has changed laterally to the Enciso Gr. Red asterisk marks the location of samples of the Enciso Gr where marine fossils of the Leza Fm have been found. Note that these samples have a stratigraphic position approximately equivalent to the upper part of the Leza Fm, where the maximum marine influence is recorded.

Fig. 7: la roja marca el nivel lateralmente continuo de la Fm Leza y la azul el contacto entre la Fm Leza y el Gr Enciso. Las líneas negras marcan fallas. A: Panorámica más al norte. B: Panorámica intermedia. Nótese cómo los niveles potentes de caliza de la Fm Leza pasan hacia el sur a margas, areniscas y calizas tableadas del Gr Enciso. C: Panorámica más al sur. Cerca de Soto en Cameros la Fm Leza ha pasado lateralmente al Gr Enciso. El asterisco rojo marca la localización de las muestras del Gr Enciso en las que se han encontrado fósiles marinos de la Fm Leza. Nótese que estas muestras tienen una posición estratigráfica aproximadamente equivalente a la parte superior de la Fm Leza, donde se registra la mayor influencia marina.

1982), and it has been cited as *S. cf. urladanasi* and not figured in the Maestrazgo Basin (Canerot *et al.*, 1982).

Foraminifers are also commonly found *in situ* in the middle and upper parts of the studied sections of the Leza Fm (Fig. 6), but they occur in facies associations different from those of the dasycladales. In fact, samples where dasycladales and foraminifers occur together are extremely rare. This mutual exclusion of dasycladales and foraminifers is further evidence that the Leza Fm was deposited in a complex system with many different paleoenvironments with varying salinities and different degrees of marine influence: facies with dasycladales also commonly include charophytes (Fig. 10D), suggesting fresh-water influence, but facies with foraminifers almost never contain charophytes (Figs. 10G, 11C, D), and many of them show tidal influence (Fig. 10E). Samples with foraminifers occur in the middle and upper parts of the unit, but those found in the middle part typically contain scarce foraminifers. All the foraminifers observed in thin-sections of the Leza Fm belong to the same morphotype of miliolids (Figs. 10G, 11C, D), which presents the characteristic features of the genus *Istrilocolina* (Esmeralda Caus, pers. com.). This genus is Early Cretaceous in age (Loeblich and Tappan, 1988) and it has been described in localities such as the Southern Pyrenees (Bernaus *et al.*, 2002; 2003), Portugal (Lezin *et al.*, 2010), SE France (Arnaud-Vanneau, 1980; Masse *et al.*, 2003), Croatia (Márton *et al.*, 2010), Romania (Neagu, 1984), Bulgaria (Iovcheva, 1962), and Turkey (Masse *et al.*, 2009). *Istrilocolina* is typically found in shallow, restricted environments with anomalous salinities, and commonly associated with ostracods, dasycladales and charophytes.

Charophytes of the *black limestones facies association* are also an important source of paleoenvironmental information. They belong to the families Clavatoraceae and Porocharaceae (Carles Martín-Closas, pers. com.). Specimens of both families can be found together in the same sample but some sequences of the lower and middle parts of the studied sections contain charophytes assemblages mostly dominated by porocharacean gyrogonites. The presence of homogeneous populations of porocharacean remains in Lower Cretaceous deposits is an indicator of brackish paleoenvironments (Martín-Closas and Grambast-Fessard, 1986; Mojon, 1989; Schudack, 1993), and they have been found associated with dasycladales and benthic foraminifers (Climent-Domenech *et al.*, 2009). Therefore, these porocharacean assemblages of the Leza Fm can be considered as further evidence of the influence of marine water during the deposition of this unit.

For this study, we have also re-examined the microfossil content of the Enciso Gr facies in the area surrounding Soto en Cameros, where these facies are laterally

changing to those of the Leza Fm (Fig. 3, 8C), and we have found previously unrecorded marine microfossils (dasycladales and foraminifers) in two levels of the Enciso Gr close to Soto en Cameros (Fig. 8C). These microfossils (Fig. 11E, F) are identical to those of the Leza Fm (Figs. 10C, 10G, 11C, D) and, interestingly, they have been found in levels stratigraphically correlatable with the uppermost part of the Leza River section of the Leza Fm (Fig. 9), where marine microfossils are most abundant (Fig. 6).

5. Discussion

5.1. Tectonic control of the Leza Fm and relationships with adjacent units

Sedimentation of the Jubera Fm and the Leza Fm was tectonically controlled, since these units crop out in a series of independent fault-bounded lithosomes with smaller-scale faults that control the thickness of the units (Figs. 3, 4). When the geographic distribution of these lithosomes and the measured thicknesses of the Jubera and Leza Fms are represented together in a correlation panel (Fig. 13) the influence of syndimentary faults in the distribution and thickness of both units is clearly noticeable.

Given the facies associations described in Section 4.2, the Leza Fm can be interpreted as deposited in a system of coastal wetlands mainly formed by shallow carbonate water-bodies separated by flat palustrine areas (Suarez-Gonzalez *et al.*, 2010; 2012; in press). These coastal wetlands were laterally related to the clastic deposits of the Jubera Fm (Fig. 7), attributed to alluvial fans with their main source areas located on the Jurassic carbonate substrate of the basin (Alonso and Mas, 1993). This stratigraphic relationship between alluvial fans and more distal lacustrine, coastal or marine deposits is characteristic of small tectonic depressions (i.e. grabens or half-grabens) from the active margins of modern and fossil rift basins (Leeder and Gawthorpe, 1987; Gawthorpe *et al.*, 1997; Gawthorpe and Leeder, 2000).

The coastal wetlands of the Leza Fm were related to the south (central area of the Cameros Basin) with deposits of the Enciso Gr (Fig. 8), which have been interpreted as wide fluvial and shallow lacustrine areas with carbonate precipitation and strong siliciclastic influence (Alonzo-Azcárate, 1997; Alonso-Azcárate *et al.*, 1999; Doublet *et al.*, 2003; Doublet, 2004), with main paleocurrent directions to the NE (Mas *et al.*, 1993). Thus, the lateral facies change between the Enciso Gr facies and the Leza Fm (Fig. 8) indicates a progradation of the fluvio-lacustrine Enciso Gr over the more distal Leza Fm coastal wetlands.

All these tectonic and stratigraphic data show that the Jubera Fm, the Leza Fm and the Enciso Gr belong to the

same depositional sequence. During this sequence, extensional stresses produced fracturing of the Cameros Basin substrate on its northern margin, creating small depressions arranged in a NW-SE distribution. In these depressions, fault-scarps and associated erosion of the fractured substrate generated alluvial fan deposits (Jubera Fm) laterally related with distal coastal wetlands (Leza Fm). In turn, these coastal wetlands passed gradually towards the centre of the basin to a broad fluvio-lacustrine system (Enciso Gr) (Fig. 14).

5.2. Eustatic control of the Leza Fm

Our detailed stratigraphic and sedimentological study of the Leza Fm shows that marine influence during sedimentation of the unit is stronger than previously suggested (Guiraud, 1983; Guiraud and Seguret, 1985; Alonso and Mas, 1993). In fact, the common occurrence of levels with evidences of marine influence and their interfingering with levels that do not contain any of those evidences (Fig. 6) suggests that, during the sedimentation of the Leza Fm, water-bodies with sea-water input coexisted laterally with water-bodies mainly filled with freshwater, as it is typically observed in present-day coastal systems (Gebelein, 1977; Hardie, 1977; Platt and Wright, 1992; Reed, 2002). Furthermore, the main paleontological evidences of marine influence in the Leza Fm carbonates are assemblages of dasycladales and foraminifers with extremely low diversity but high abundance, which is a common situation in stressful environments (Brenchley and Harper, 1998). In the context of the Leza Fm, this biotic stress could have been easily produced by changes in salinity, as it occurs in modern coastal systems, either due

to decreasing salinity by mixture of waters, or to increasing salinity by restriction and evaporation (Hardie, 1977; Waterkeyn *et al.*, 2008). These changes in salinity in the Leza Fm are supported by the presence of brackish-water charophytes and pseudomorphs after evaporite minerals.

Evidences of marine influence are not randomly distributed in the stratigraphic sections of the Leza Fm (Fig. 6). Although some of the sections present different distribution of facies, evidences of marine influence show the same trend in most of them (Fig. 6):

a) The lower part of the sections is dominated by clastic deposits with very little marine influence: some samples rich in porocharaceans, and scattered samples with few foraminifers in the western area.

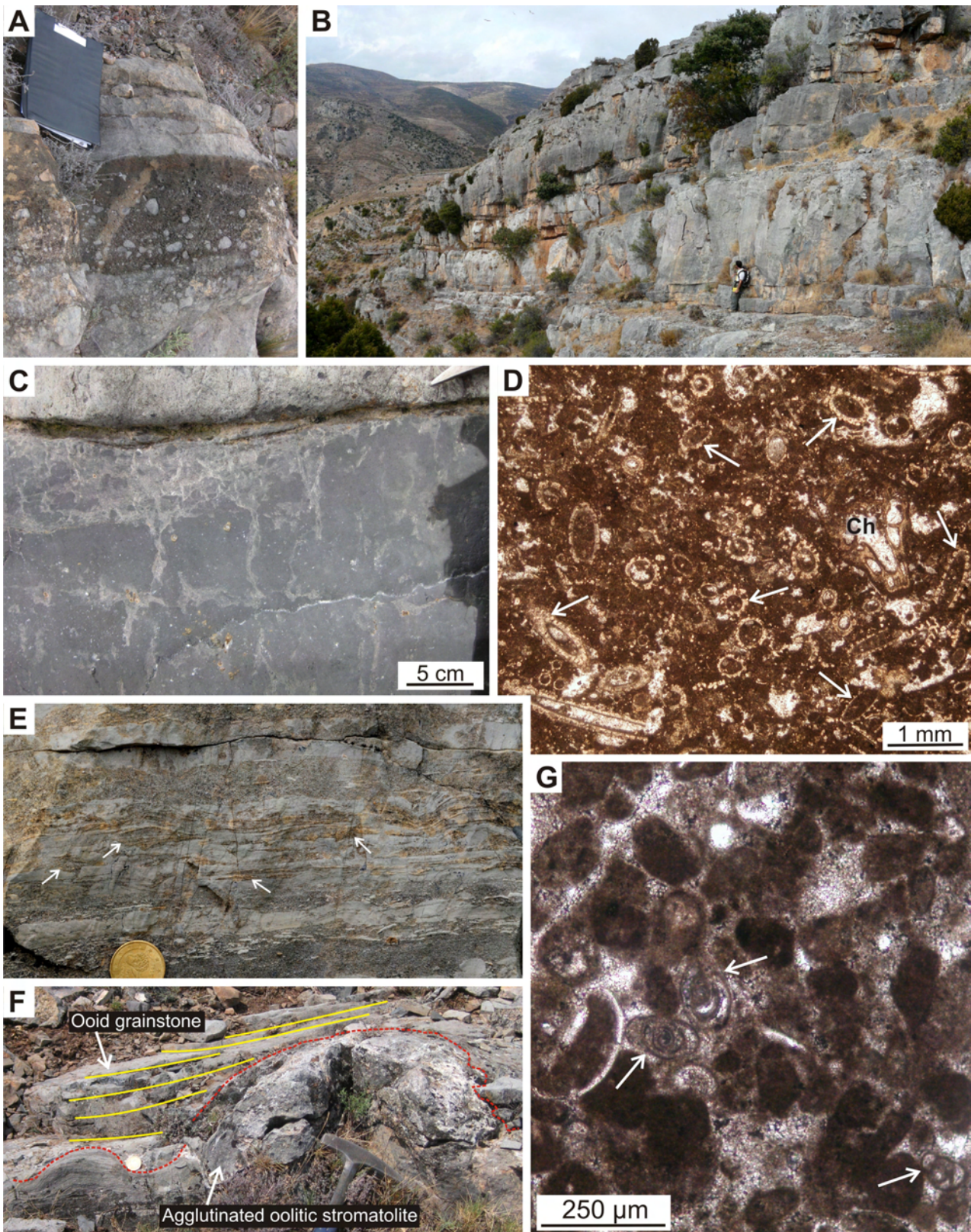
b) In the middle part of the section, samples with dasycladales start to be very common, alternating with samples containing porocharaceans, samples without marine influence, and less common samples with foraminifers. In the eastern outcrops, facies with tidal influence also start to be abundant at the middle part of the sections.

c) Towards the upper part of the sections, samples with foraminifers start to be more abundant. In the eastern outcrops, facies with tidal influence occur, but evaporitic facies, also containing foraminifers, predominate. Evaporitic facies have not been found in the western outcrops. Moreover, samples without any evidence of marine influence are especially rare in the upper part of the Leza Fm.

This general vertical trend is found in most of the measured stratigraphic sections of the Leza Fm (Fig. 6), which suggests that sedimentation of the unit was somehow controlled by eustasy, showing a transgressive evolution, from: a) a system dominated by alluvial environments and freshwater to brackish carbonate lakes; to b) a system

Fig. 10.- (next page) Photographs of characteristic facies of the Leza Fm. A: Outcrop of the *clastic facies association*. Poorly sorted conglomerates mainly composed of lithoclasts of Jurassic limestone in a sandy matrix. Clavijo section. B: Thickening-upwards sequences of the *black limestones facies association*. Castellar section. C: Upper part of a sequence of the *black limestones facies association* showing root traces associated with a brecciated horizon that thins and disappears towards the right. Préjano section. D: Photomicrograph of a wackestone of dasycladales (white arrows) from the *black limestones facies association*. Ch: charophyte. Sample from the Trevijano section. E: Detail of oolitic facies of the *oolite-stromatolite facies association*. Note alternation of grainstone layers (dark grey) with mudstone layers (light grey). Mudstone layers may include lenses of rippled grainstone (white arrows), creating lenticular bedding. Préjano East section. F: Outcrop view of the *oolite-stromatolite facies association*, in which a domical agglutinated oolitic stromatolite (red dashed line) is overlapped by layers of ooid grainstone (yellow lines). Rock hammer for scale. Canteras section. G: Photomicrograph of a peloidal grainstone from the *oolite-stromatolite facies association*, showing the characteristic fossil content of this facies association: ostracods and miliolid foraminifers (white arrows). Sample from the Préjano West section.

Fig. 10.- (página siguiente) Fotografías de facies características de la Fm Leza. A: Alforamiento de la *asociación de facies clástica*. Conglomerados mal seleccionados compuestos principalmente por litoclastos de caliza Jurásica en una matriz arenosa. Columna de Clavijo. B: Secuencias estratocrecientes de la *asociación de facies de calizas negras*. Columna de Castellar. C: Parte superior de una secuencia de la *asociación de facies de calizas negras* mostrando huellas de raíces asociadas con un nivel brechificado que se adelgaza y desaparece hacia la derecha. Columna de Préjano. D: Imagen al microscopio de un wackestone de dasycladales (flechas blancas) de la *asociación de facies de calizas negras*. Ch: carofita. Muestra de la columna de Trevijano. E: Detalle de las facies oolíticas de la *asociación de facies oolítico-estromatolítica*. Nótese la alternancia de niveles grainstone (gris oscuro) con niveles mudstone (gris claro). Los niveles mudstone pueden contener lenticulas de grainstone con ripples (flechas blancas) creando estratificación lenticular. Columna de Préjano Este. F: Imagen de afloramiento de la *asociación de facies oolítico-estromatolítica*, en la que se observa un domo de estromatolito aglutinado oolítico (línea roja discontinua) sobre el que se apoyan capas de grainstone oolítico (líneas amarillas). Martillo como escala. Columna de Canteras. G: Imagen de microscopio de un grainstone peloidal de la *asociación de facies oolítico-estromatolítica*, en la que se observa el contenido fósil característico de esta asociación de facies: ostrácodos y miliólidos (flechas blancas). Muestra de la columna de Préjano Oeste.



of coastal-lakes and wetlands with clear marine influence (abundance of dasycladales) but with fresh-water influence still noticeable (common presence of charophyte-rich facies); ending with *c*) a similar system of coastal wetlands, in which coastal-lakes containing ostracods and foraminifers were more common. In the eastern sector, many of these coastal-lakes were influenced by tides, and others were relatively restricted, allowing precipitation of evaporite minerals, such as gypsum and anhydrite.

5.3. Age of the Leza Fm and correlation with marine basins

The new data presented here, concerning marine influence in the Leza Fm and its relationship with Jubera Fm and Enciso Gr can shed light on the controversial age of these units (see Section 2.1). Geological mapping and stratigraphic data show that the Leza Fm is genetically related with the Jubera Fm (Fig. 3, 4, 7), and that it changes laterally to the Enciso Gr (Fig. 8), thus being part of it, as it was originally described by Tischer (1966) and has subsequently been recognized by different authors (see Section 2.1 and Fig. 5). Furthermore, the paleontological data presented here support the assignment of an upper Barremian-lower Aptian age for the Enciso Gr, as proposed by Mas *et al.* (1993) and Martín-Closas and Alonso (1998), since the dasycladales (*Salpingoporella urladansi*) found in the Leza Fm and in the Enciso Gr facies have a Barremian-Albian distribution (Carras *et al.*, 2006), and the foraminifers found in both units (cf. *Istriliculina*) have a Berriasian-Aptian distribution, but are most commonly cited in Barremian-Aptian deposits (Iovcheva, 1962; Neagu, 1984; Bernaus *et al.*, 2002; Masse *et al.*, 2003; 2009). The alternative dating that has been proposed for the Leza Fm considers it as part of the Oncala Gr, Berriasian in age (see Section 2.1 and Fig. 5), but this attribution is not supported by stratigraphic, sedimentological and paleontological results presented herein. Furthermore, detailed sedimentological studies of the Oncala Gr (Quijada *et al.*, 2010; 2013; in press; this

volume) clearly show that its facies and sedimentary evolution differ significantly from those observed in the Leza Fm. Therefore, both the Jubera and Leza Fms are part of Depositional Sequence 7 (DS7) of Mas *et al.* (2002a), upper Barremian-lower Aptian in age (Fig. 2). Given this age and given the transgressive trend described in the Leza Fm (see section 5.2), a higher chronostratigraphic resolution might be obtained for this unit by comparison with eustatic trends of neighbouring marine basins and with global eustatic curves.

A general trend of rising sea-level is widely recognized from the late Barremian to the early Aptian, resulting in the established view that the early Aptian is an essentially transgressive period (Tyson and Funnell, 1987; Ruffell, 1991; Sahagian *et al.*, 1996; Mutterlose, 1998; Huang *et al.*, 2010). This transgressive trend is also apparent in the marine basins closest to the Cameros Basin: the Basque-Cantabrian Basin (García-Mondéjar, 1990; Wilmsen, 2005; García-Mondéjar *et al.*, 2009; Najarro *et al.*, 2011); the Iberian Basin (Canerot *et al.*, 1982; Vilas *et al.*, 1983; Soria *et al.*, 1992; Salas and Martín-Closas, 1995; Bover-Arnal *et al.*, 2003; Moreno-Bedmar *et al.*, 2009; Peropadre, 2012); and the Pyrenean Basin (Peybernès, 1976; Rosell and Llompert, 1982; García-Senz, 2002; Bernaus *et al.*, 2003). The exact chronostratigraphic position of the transgressive-regressive cycles defined in these basins depends on the location, methodology and resolution of the study and, therefore, the age of the maximum peak of late Barremian-early Aptian sea-level differs slightly in some of the aforementioned works on marine basins from northern and eastern Iberia. However, the transgressive peak is, in general, placed at some point of the two middle ammonite biozones of the early Aptian, *Deshayesites forbesi* (also referred to as *D. weissi*) and *Deshayesites deshayesi* biozones (García-Senz, 2002; Bernaus *et al.*, 2003; Bover-Arnal *et al.*, 2003; Wilmsen, 2005; García-Mondéjar *et al.*, 2009; Moreno-Bedmar *et al.*, 2009; Najarro *et al.*, 2011; Peropadre, 2012). This is consistent with most of the age data for the maximum sea-level dur-

Fig. 11.- (next page) Photographs of characteristic facies of the Leza Fm. A: Upper surface of a bed of the *evaporite-dolomite facies association* with abundant pseudomorphs after lenticular gypsum (orange arrows). Préjano section. B: Beds of the *evaporite-dolomite facies association* showing thin levels composed of very abundant small pseudomorphs after evaporite minerals. Préjano section. C: Photomicrograph of a characteristic microfacies of the *well-bedded grey limestones facies association*, wackestone-packstone of ostracods and miliolid foraminifers. Sample from the Trevijano section. D: Detail of the same sample as C. E: Photomicrograph of a sample of the Enciso Gr collected close to Soto en Cameros (see Fig. 9C for exact location), which contains the same dasycladales as the Leza Fm. F: Photomicrograph of a sample of the Enciso Gr collected close to Soto en Cameros (see Fig. 9C for exact location), which contains the same miliolid foraminifers as the Leza Fm.

Fig. 11.- (página siguiente) Fotografías de facies características de la Fm Leza. A: Techo de una capa de la *asociación de facies de evaporitas y dolomías*, con abundantes pseudomorfos de yeso lenticular (flechas naranjas). Columna de Préjano. B: Capas de la *asociación de facies de evaporitas y dolomías*, con algunos niveles finos formados por pequeños pseudomorfos de minerales evaporíticos muy abundantes (flechas naranjas). Columna de Préjano. C: Imagen de microscopio de una microfacies característica de la *asociación de facies de calizas grises tabeadas*, wackestone-packstone de ostrácodos y miliólidos. Muestra de la columna de Trevijano. D: Detalle de la misma muestra de C. E: Imagen de microscopio de una muestra del Gr Enciso tomada en las proximidades de Soto en Cameros (ver Fig. 9C para la localización exacta), que contiene las mismas dasycladales que la Fm Leza. F: Imagen de microscopio de una muestra del Gr Enciso tomada en las proximidades de Soto en Cameros (ver Fig. 9C para la localización exacta), que contiene los mismos foraminíferos que la Fm Leza.

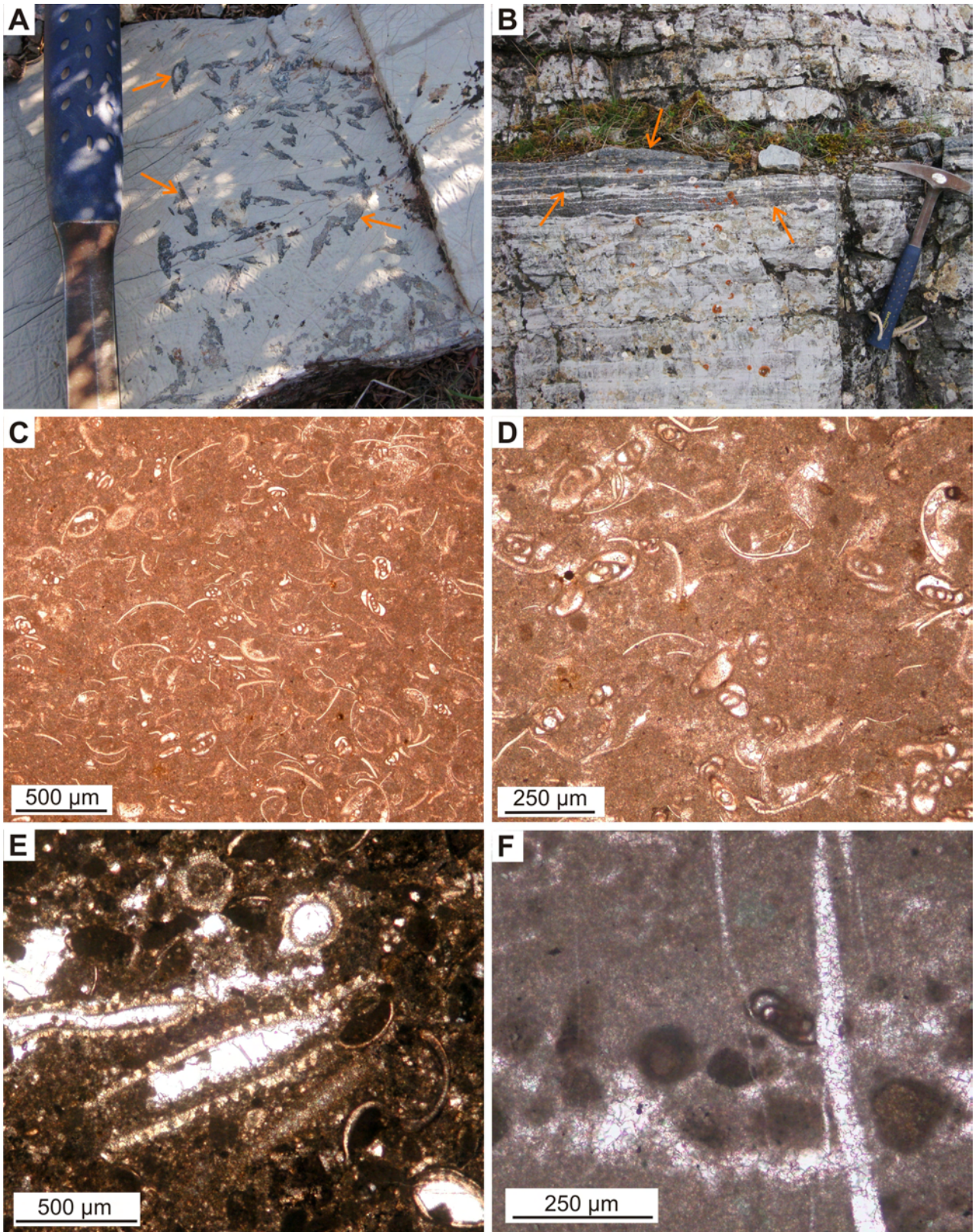




Fig. 12.- Paleogeographic distribution of published occurrences of *Salpingoporella urladanasi*. Full circles show contrasted occurrences and empty circles show uncertain occurrences. Data are taken from Carras *et al.* (2006), plus non-figured occurrences of the Basque-Cantabrian (Dragastan, 1982) and Iberian Basins (Canerot *et al.*, 1982). Paleogeographic reconstruction for the Aptian is redrawn after Ziegler (1988), Hay *et al.* (1999), Masse *et al.* (2000), the reconstruction of Ronald Blakey, available at <http://www2.nau.edu/rcb7>, and our own compilation of data for the Iberian Peninsula (Fig. 15). Note that, although the paleogeographic reconstruction is for the Aptian, occurrences of *S. urladanasi* may be from different or uncertain ages, since its stratigraphic range is Barremian-Albian.

Fig. 12.- Distribución paleogeográfica de las citas publicadas de *Salpingoporella urladanasi*. Los círculos rellenos muestran citas contrastadas y los círculos vacíos citas inciertas. Datos tomados de Carras *et al.* (2006), y de citas no figuradas de la cuencas Vasco-Cantábrica (Dragastan, 1982) e Ibérica (Canerot *et al.*, 1982). La reconstrucción paleogeográfica para el Aptiense está redibujada a partir de Ziegler (1988), Hay *et al.* (1999), Masse *et al.* (2000), la reconstrucción de Ronald Blakey, disponible en <http://www2.nau.edu/rcb7>, y nuestra propia recopilación de datos para la Península Ibérica (ver Fig. 15). Nótese que, pese a que la reconstrucción paleogeográfica es para el Aptiense, las citas de *S. urladanasi* pueden ser de edad diferente o incierta, ya que su rango estratigráfico es Barremiense-Albiense.

ing the same period in other Tethyan and North Atlantic basins (Arnaud-Vanneau and Arnaud, 1990; Jacquin *et al.*, 1998 and references therein; Haq and Al-Qahtani, 2005; Bachmann and Hirsch, 2006; Masse and Fenerci Masse, 2011). Therefore, the transgressive peak of the middle-upper part of the early Aptian can be regarded as a widespread eustatic maximum.

5.4. Eustatic vs. Tectonic control

Rift basins located in coastal or marine settings challenge recognition of the relative roles of tectonics and eustasy in the generation of accommodation space (Lambeck *et al.*, 1987; Ravnas and Steel, 1998; Miall and Miall, 2001; De Benedictis *et al.*, 2007). In the case of the Leza Fm, the role of tectonics is shown by its deposition in a series of small fault-controlled depressions (Figs. 3, 4, 13). The amount of accommodation space generated by tectonics was different in each depression, as shown by changes of maximum thicknesses, facies and vertical distribution of facies from one lithosome to the other (Figs.

6, 13). In spite of these changes, the same transgressive trend is observed in sections of all tectonic depressions (Fig. 6, see section 5.2), which points to an additional eustatic control on the sedimentation of the unit.

Faults on the Jurassic substrate of the Cameros Basin created accommodation space, in which a proximal system of alluvial fans and a distal system of coastal wetlands were deposited (Fig. 14). During sedimentation of the lower part of the Leza Fm, clastic facies, dominated by lithoclasts of the Jurassic substrate, were very abundant, indicating that this substrate was being eroded, probably due to active creation of relief by fault movement. In addition, the lower part of the Leza Fm contains very rare evidences of marine influence, which suggests that the wetlands were dominated by fresh-water input. Towards the upper part of the Leza Fm clastic facies are less abundant (Fig. 6). One possible explanation for this is that fault movement was attenuated. However, sections of the Leza Fm located in marginal areas of the lithosomes, such as Clavijo and Luezas sections (Fig. 6), contain very abundant clastic facies even in upper parts of the unit, suggesting that fault-scarps were also being generated and eroded in late stages of sedimentation of the Leza Fm. In addition, evidences of marine influence are progressively more abundant upwards, and Figure 7 shows that while lower levels of the Leza Fm are rapidly changing laterally to the Jubera Fm, the upper levels (those with maximum marine influence, Fig. 6) are much more extensive, reaching even the fluvio-lacustrine sediments of the Enciso Gr (Fig. 8). These data suggest that a rising sea-level during the middle-upper part of the early Aptian created additional accommodation space for the sedimentation of the upper part of the Leza Fm. This allowed the deposits of the unit to spread extensively towards the borders of the tectonic depressions, and even towards the South, to more proximal areas of the Cameros Basin. This provides a suitable hypothesis to the progressive reduction of clastic facies generally observed in the upper part of the Leza.

Therefore, we interpret that the upper part of the Leza Fm, where the strongest marine influence is recorded, might be correlated with the two middle biozones of the early Aptian, in which the transgressive peak is generally found (see section 5.3 above).

5.5. Paleogeographic context of the Leza Fm: the early Aptian of NE Iberia

During the early Aptian, the eastern Cameros Basin had a clear Southwest-Northeast paleogeographical distribution of sedimentary environments (Mas *et al.*, 2011): from siliciclastic fluvial systems on the Southwest (uppermost Urbión Gr, Fig. 2), to mixed siliciclastic-car-

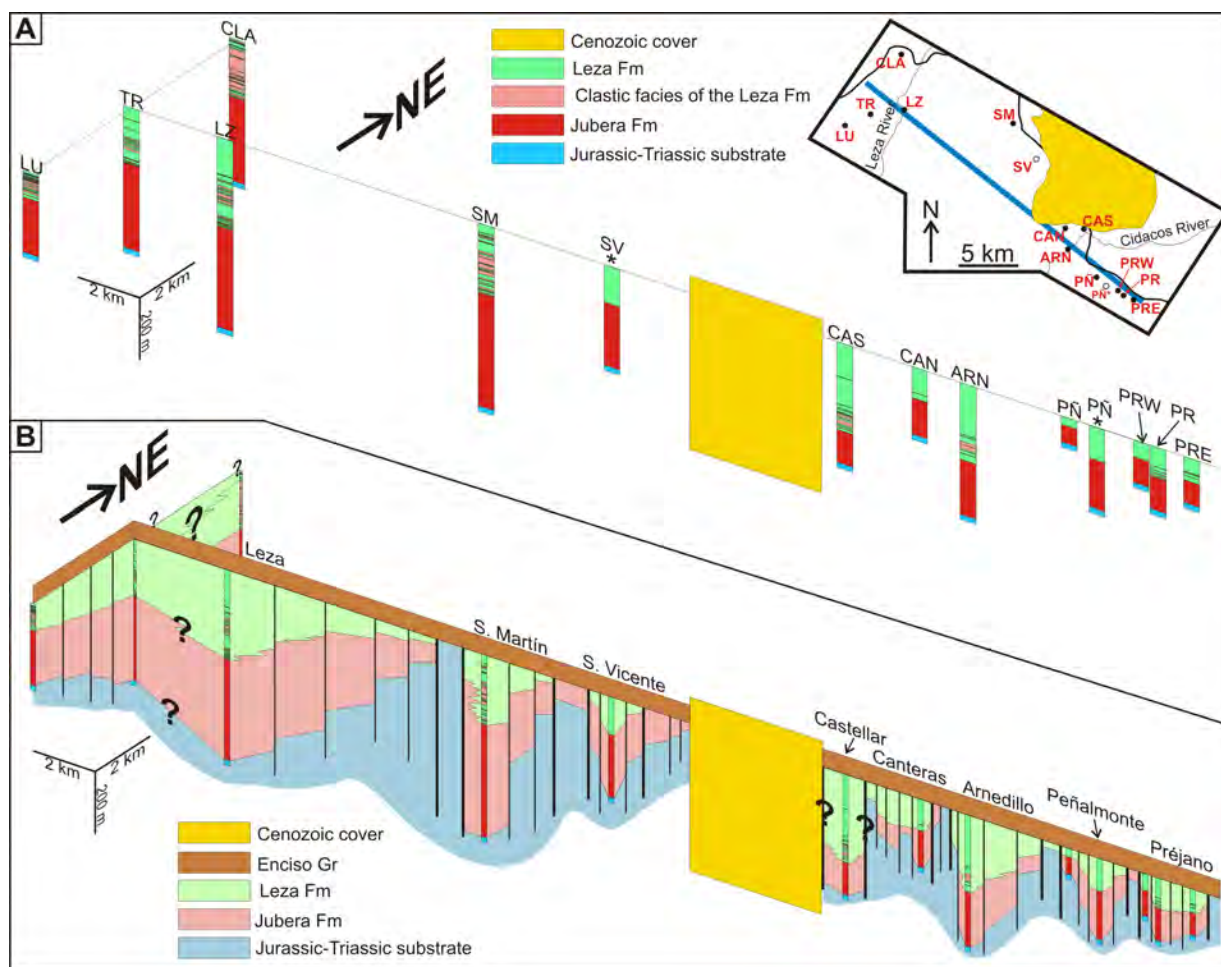


Fig. 13.- Correlation panel of stratigraphic sections of the Leza and Jubera Fms. A: Panel with the stratigraphic sections. On the upper right a small map shows location of the sections and of the correlation line (blue). The top of the Leza Fm has been used as correlation datum. Thicknesses of the Jubera Fm are taken from Ochoa (2006), Hernández Samaniego *et al.* (1990), and from our own measurements. Stratigraphic sections marked with asterisk were not logged with detail, but just measured. LU: Luezas. TR: Trevijano. CLA: Clavijo. LZ: Leza River. SM: San Martín de Jubera. SV: San Vicente de Jubera. CAS: Castellar. CAN: Canteras. ARN: Arnedillo. PÑ: Peñalmonete. PRW: Préjano West. PR: Préjano. PRE: Préjano East. B: The stratigraphic sections of A have been correlated using data from geological mapping. The eight fault-bounded lithosomes of the Leza Fm are clearly seen, divided in two areas separated by a Cenozoic outcrop.

Fig. 13.- Panel de correlación de las columnas estratigráficas de las Fms Leza y Jubera. A: Panel con las columnas estratigráficas. Arriba a la derecha un mapa muestra la situación de las columnas y de la línea de correlación (azul). El techo de la Fm Leza ha sido utilizado como datum de correlación. Los espesores de la Fm Jubera están tomados de Ochoa (2006), Hernández Samaniego *et al.* (1990), y de nuestras propias medidas. Las columnas estratigráficas marcadas con un asterisco no han sido levantadas con detalle, sino simplemente medidas. LU: Luezas. TR: Trevijano. CLA: Clavijo. LZ: Leza River. SM: San Martín de Jubera. SV: San Vicente de Jubera. CAS: Castellar. CAN: Canteras. ARN: Arnedillo. PÑ: Peñalmonete. PRW: Préjano Oeste. PR: Préjano. PRE: Préjano Este. B: Las columnas estratigráficas de A han sido correlacionadas usando los datos de la cartografía geológica. Se pueden diferenciar claramente los ocho litosomas de la Fm Leza limitados por fallas, divididos en dos grandes áreas separadas por un afloramiento cenozoico.

bonate fluvio-lacustrine plains (Enciso Gr, Fig. 2), and finally to carbonate marine-influenced coastal-wetlands on the Northeast (Leza Fm, Figs. 2, 8). The northeasternmost margin of the basin was marked by fault-scarps on the Jurassic substrate, which was the main source area of a system of alluvial fans (Jubera Fm, Fig. 2) that were laterally related to the coastal-wetlands of the Leza Fm (Fig. 7). Further to the north, outside the Cameros Basin,

there was an area of none to very low subsidence, part of the Ebro Massif, with small subsiding depressions interpreted to be associated with the extension of the Cameros Basin (Mas *et al.*, 2002b; 2004). In order to establish the paleogeographic context of the Cameros Basin during this period, Figure 15A presents a new detailed compilation of outcrop and borehole data (see section 3 for bibliographical details) concerning the early Aptian record

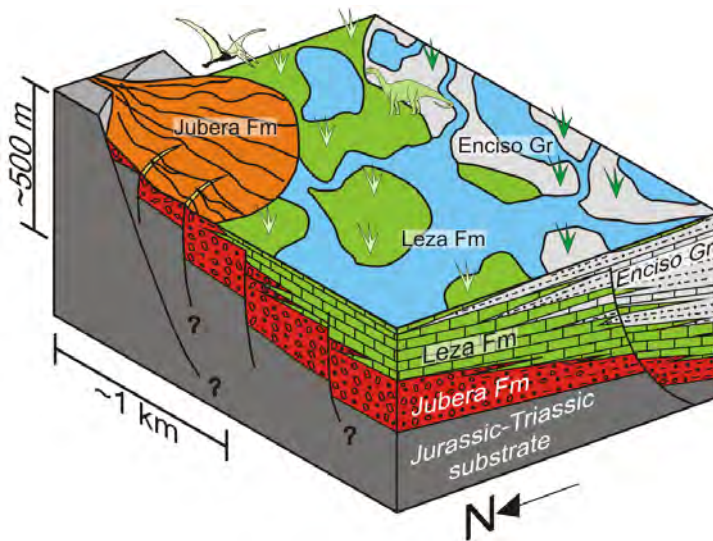


Fig. 14.- 3D diagram showing the stratigraphic and paleogeographic relationships between the Jubera Fm, the Leza Fm and the Enciso Gr. The diagram represents the sedimentation of the upper part of the Leza Fm, where the maximum marine influence is recorded, reaching the Enciso Gr.

Fig. 14.- Bloque diagrama que muestra las relaciones estratigráficas y paleogeográficas entre la Fm Jubera, la Fm Leza y el Gr Enciso. El diagrama representa la sedimentación de la parte superior de la Fm Leza, en la que se registra la máxima influencia marina, que llega hasta el Gr Enciso.

of sedimentary basins from Northern and Eastern Iberia.

The marine influence observed in the Leza Fm has been typically considered as coming from the Iberian Basin, to the SE of the Cameros Basin (Alonso and Mas, 1993; Mas *et al.*, 2004; Suarez-Gonzalez *et al.*, 2010; Mas *et al.*, 2011), due to the Tethyan affinity of *Salpingoporella urladanasi* (Carras *et al.*, 2006) and to the fact that the Cameros Basin is part of the Iberian tectonosedimentary rift system (Mas *et al.*, 1993; Guimerà *et al.*, 1995; Salas *et al.*, 2001). The northernmost limit of the early Aptian transgression for the Iberian Basin is located just to the

Southeast of the Cameros Basin (Fig. 15A), close to the town of Ciria (Soria), in an outcrop of oosteid-rich coastal siliciclastic sediments (Alonso and Mas, 1988; Mas *et al.*, 2011; Sacristán-Horcajada *et al.*, 2012). However, the marine Aptian outcrop closest to the Leza Fm is located at the northeastern margin of the Cameros Basin (Fig. 15A), close to the town of Grávalos (La Rioja), and it is part of the strongly thinned footwall succession of the basin (Mas *et al.*, 2011). This outcrop contains bioclastic limestones with abundant rudists, foraminifers, green and red algae, and echinoderms (Muñoz *et al.*, 1997; Arribas

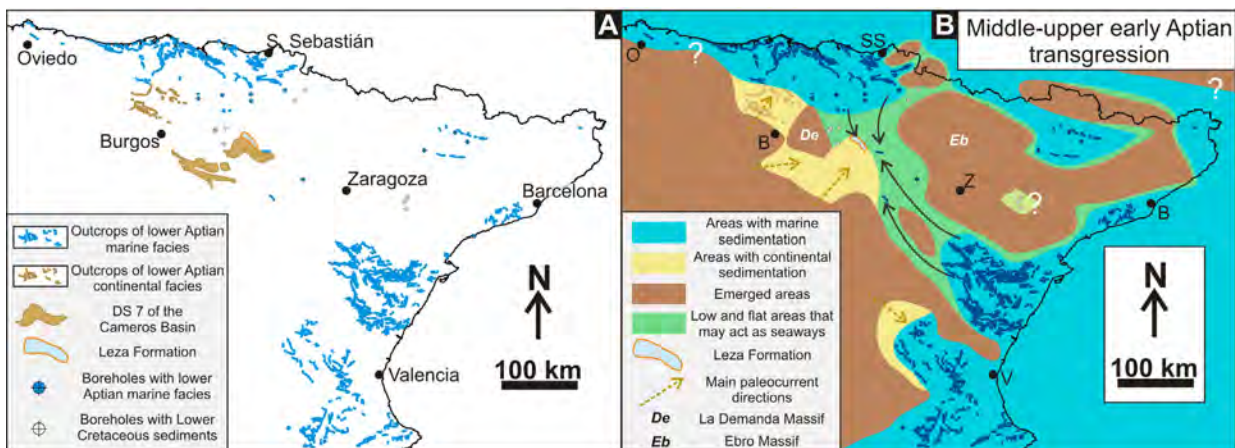


Fig. 15.- Paleogeography of NE Iberia during the marine transgression of the middle-upper part of the early Aptian. A: Occurrences of lower Aptian rocks, from outcrop and boreholes, in NE Iberia. Boreholes with undetermined Lower Cretaceous are also drawn. (See section 3 - Methods for details on the sources of the data). B: Paleogeographic interpretation using the data shown in A, as well as previous reconstructions (see section 3 - Methods for references used).

Fig. 15.- Paleogeografía del NE de Iberia durante la transgresión marina de la parte media-superior del Aptiense inferior. A: Presencia de rocas del Aptiense inferior, en afloramiento y en sondeos, en el NE de Iberia. Sondeos con Cretácico Inferior indeterminado también han sido dibujados. (Ver el apartado 3 - Methods para detalles sobre las fuentes de los datos). B: Interpretación paleogeográfica usando los datos de A, así como reconstrucciones previas (ver en la sección 3 - Methods las referencias usadas).

et al., 2009; Rodríguez Quiroga, 2011). An early Albian age has been assigned to this Grávalos outcrop (Muñoz et al., 1997) but, according to other interpretations, it is more likely to be early Aptian in age, since it is overlaid by sediments of the upper Aptian-lower Albian depositional sequence (Arribas et al., 2009; Mas et al., 2011; Rodríguez Quiroga, 2011). Therefore, this early Aptian shallow marine area was very likely to be connected to the coastal-wetlands of the Leza Fm (Fig. 15A). The Grávalos outcrop has been paleogeographically assigned to the northern Basque-Cantabrian Basin (Muñoz et al., 1997), but also to the southeastern Iberian Basin (Arribas et al., 2009; Mas et al., 2011; Rodríguez Quiroga, 2011). It is clearly established that the early Aptian transgression coming from the Iberian Basin reached areas located on the SE of the Cameros Basin, such as the Ciria outcrop (Alonso and Mas, 1988) but, since the Grávalos outcrop is approximately equidistant from the Ciria outcrop and from abundant marine facies of the Basque-Cantabrian Basin, a northern source of marine influence should not be ruled out.

The Basque-Cantabrian Basin shows a very similar distribution of paleoenvironments to that of the Cameros Basin, with continental facies on the Southwest passing to marine facies to the Northeast (Fig. 15A). For the early Aptian, the Cameros Basin and the Basque-Cantabrian Basin were separated by La Demanda Massif (Fig. 15B), which was an emerged land since Kimmeridgian times (Alonso et al., 1986-1987; Benito and Mas, 2006), and by the Ebro Massif, an area with very little subsidence. However, borehole (Fig. 15A) and seismic data show that in this area some scattered tectonic depressions contain Lower Cretaceous sediments (Mas et al., 2002a; 2004), which indicates that rifting activity was not totally absent in the area between both basins. Given these paleogeographic context, and the fact that the NW outcrops of the Leza Fm are very close to abundant early Aptian marine deposits of the Basque-Cantabrian Basin, (Fig. 15A), we propose that, in addition to the clear Iberian affinity of the Cameros Basin, influence of the Basque-Cantabrian marine realm should also be considered for the early Aptian, since the small subsident depressions of the Ebro Massif between both basins might have acted as seaways connecting the Basque-Cantabrian Basin with the Cameros Basin during moments of especially high sea-level, such as the early Aptian (Fig. 15B). This double marine affinity from the northwestern Boreal marine realm and the southwestern Tethyan marine realm is supported by paleontological data, such as the probable presence of *Salpingoporella urladanasi* in the Basque-Cantabrian Basin (Dragastan, 1982; Pascal, 1984) and in the Iberian Basin (Canerot et al., 1982), and the similarity of shark populations found in the early Aptian of the Cameros Basin with

those found in the basins of the Boreal and the Tethyan realms (Bermúdez-Rochas, 2009; 2012).

During late Barremian-early Aptian times sedimentation in the northern and eastern margins of the Iberian plate was eminently marine, with reefal carbonate platforms ("Urgonian" platforms) being the most characteristic feature of this period in the Basque-Cantabrian, Pyrenean and Iberian basins. The early Aptian transgressive pulse is marked in these basins by a drowning of the carbonate platforms and the onset of facies of deeper environments, such as dark, ammonite-rich marls (see Berástegui et al., 2002; Mas et al., 2002b; 2004; Rosales et al., 2002; García-Mondéjar et al., 2004; Robador and García-Senz, 2004; and references in them). This fact indicates that the early Aptian transgression produced a landwards displacement of the facies belts, allowing that inland areas characterized by broad fluvio-lacustrine plains, such as the Cameros Basin (Enciso Gr), could be locally invaded by seawater, developing coastal-wetlands (Leza Fm). Facies similar to those of the Leza Fm, with coexistence of charophytes and poorly diverse dasycladales and foraminifers (including the two genera found in the Leza Fm, *Salpingoporella* and *Istriloculina*) have also been described in the upper Barremian of the Pyrenean Basin (Bernaus et al., 2003) and the Iberian Basin (Albrich et al., 2006; Climent-Domènech et al., 2009), supporting the idea of a landwards migration of facies due to the early Aptian transgression.

The Pyrenean and Iberian basins are separated by the Tertiary Ebro Basin, which is an area interpreted to be a paleogeographic high (the Ebro Massif) during Early Cretaceous times (e.g. Martín-Chivelet, et al., 2002 and references therein). However, three boreholes show Lower Cretaceous rocks below the Tertiary Ebro Basin (Fig. 15A), suggesting that, at least small areas of the Ebro Massif were subsident during periods of the Early Cretaceous. Since emerged areas of the Lower Cretaceous of NE Iberia are believed to have had a low topography, easily flooded during moments of high sea-level (Martín-Chivelet et al., 2002), these small depressions might point to an additional seaway that eventually connected areas of the Pyrenean and the Iberian Basin. This promising hypothesis deserves further research.

Although the Cameros Basin is tectonically related to the Iberian Basin, various facts suggest that a paleogeographic connection with the Basque-Cantabrian Basin, at least ephemeral or instable, should not be discarded for the transgressive peak of the middle-upper part of the early Aptian (Fig. 15B). Therefore, here we propose that during that period the northern margin of the Cameros Basin was configured as a *coastal rift basin gulf* (sensu Gawthorpe and Leeder, 2000) because sedimentation in it was controlled by rifting fractures but also by rising sea-

level. This area had a probable paleogeography similar to a narrow seaway partially connecting the Tethys realm (Iberian Basin) to the Boreal realm (Basque-Cantabrian Basin) during the early Aptian (Fig. 15B), as it did during other periods of very high sea-level, such as the Aalenian (García-Frank *et al.*, 2008), the Kimmeridgian (Benito *et al.*, 2005), or the Cenomanian-Turonian (Alonso *et al.*, 1993; Segura *et al.*, 2004).

6. Conclusions

The Leza Fm is a carbonate unit from the northern Cameros Basin. This unit was deposited in a series of fault-bounded tectonic depressions distributed along the northern margin of the basin. The Leza Fm changes laterally to the underlying Jubera Fm, mainly composed by conglomerates formed in alluvial fans. The thickness of both units is also controlled by faults. These facts point to tectonics as the main factor generating accommodation space for both units. To the South, towards the centre of the Cameros Basin, the Leza Fm changes laterally to mixed carbonate-siliciclastic deposits of the Enciso Gr deposited in fluvio-lacustrine environments.

Detailed sedimentological analysis shows that the Leza Fm had significant marine influence during its sedimentation, especially in the middle and upper part of the unit. This is indicated by sedimentary structures of tidal origin, and very common marine microfossils, such as dasycladales (*Salpingoporella urladanasi*) and miliolid foraminifers (cf. *Istriloculina*), as well as homogeneous populations of porocharacean charophytes, which indicate brackish conditions. Thus, the Leza Fm is interpreted as deposited in a carbonate system of coastal-wetlands, with variable influence of alluvial clastic deposits.

New biostratigraphic and sedimentological data confirm that the Leza Fm, the Jubera Fm and the Enciso Gr belong to the same depositional sequence, upper Barremian - lower Aptian in age. This dating is further refined by comparison of the sedimentological evolution of the Leza Fm with the eustatic evolution of neighbouring marine basins. A transgressive trend is observed in all the lithosomes of the Leza Fm, towards the upper part of the unit. Therefore, the upper part of the Leza Fm can be correlated with the highest sea-level peak of the late Barremian-early Aptian period, which is widely observed in the middle-upper part of the early Aptian. When this early Aptian transgression reached the northern margin of the Cameros Basin, eustatic accommodation space was generated, in addition to the accommodation space created by tectonics.

An extensive compilation of paleogeographic data shows that this early Aptian transgression probably reached the northern Cameros Basin both from the Ibe-

rian Basin to the SE and from the Basque-Cantabrian Basin on the NW. The early Aptian paleogeography of NE Iberian plate was therefore dominated by low and flat areas with some subsiding zones that allowed the transgression to reach the Cameros Basin, located in a central part of the plate. During this period the northern Cameros Basin was similar to a *coastal rift basin gulf* that probably linked the Boreal and the Tethyan realms.

Acknowledgements

This study was funded by the Spanish DIGICYT Project CGL2011-22709, by the research group "Sedimentary Basin Analysis" UCM-CM 910429 of the Complutense University of Madrid and by a FPU scholarship of the Spanish Department of Education. Esmeralda Caus, Marc Conrad, Nicolaos Carras and Ioan Bucur provided paleontological classifications and advices that have been extremely useful for our study. We thank Beatriz Moral, Gilberto Herrero and Juan Carlos Salamanca for preparing the thin sections; Modesto Escudero for his constant help with the computer, the printer and the scanner; Laura Donadeo for providing many of the references used; and Valle López for support with ArcGIS. The manuscript was improved by comments of reviewers Gilbert Camoin and Carles Martín-Closas, who was also very helpful with the study of charophytes. We are also grateful to José López-Gómez and Javier Martín-Chivelet for their support during the editorial process. We thank Andrea Baza for helping to stain the thin sections, Silvia Omodeo for field-work support, and Belén Galán for field-work support and crucial help with the figures and references of the manuscript.

References

- Albrich, S., Bernaus, J. M., Boix, C., Caus, E., Martín-Closas, C., Salas, R., Vicedo, V., Villalonga, R. (2006): Caracterización bioestratigráfica y paleoambiental del Cretácico Inferior (Berriasiense-Barremiense) Del Macizo De Garraf (Cadena Costera Catalana). *Revista Española de Micropaleontología* 38(2-3), 429-452.
- Alonso, A., Mas, J. R. (1993): Control tectónico e influencia del eustatismo en la sedimentación del Cretácico inferior de la cuenca de Los Cameros. *Cuadernos de Geología Ibérica* 17, 285-310.
- Alonso, A., Mas, J. R. (1988): La transgresión Aptiense al sur del Moncayo (límite de las provincias de Soria y Zaragoza). *II Congreso geológico de España Vol I*, Granada: p. 11-15.
- Alonso, A., Mas, J. R., Meléndez, N. (1986-1987): Los arrecifes coralinos del Malm en la Sierra de los Cameros (La Rioja, España). *Acta Geológica Hispánica* 21-22, 293-306.
- Alonso, A., Floquet, M., Mas, R., Meléndez, A. (1993): Late Cretaceous Platforms: Origin and evolution, Iberian Range, Spain. In: J. A. Toni Simo, R. W. Scott, J. P. Masse (eds.), *Cretaceous Carbonate Platforms*, AAPG Memoir 56: 297-313.
- Alonso-Azcárate, J. (1997): *Evolución de los filosilicatos y génesis de los yacimientos de pirita en la cuenca de Cameros: su relación con las facies sedimentarias y el metamorfismo*. PhD Thesis. Universidad

- Complutense de Madrid, 544 p.
- Alonso-Azcárate, J., Rodas, M., Barrenechea, J. F., Mas, J. R. (1999): Factores que controlan la evolución de los parámetros cristoquímicos y asociaciones minerales en las rocas sedimentarias del Grupo Enciso (Cretácico Inferior) Cuenca de Cameros, La Rioja (Norte de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 12: 439-451.
- Alonso-Zarza, A. M., Wright, V. P. (2010): Chapter 2: Palustrine carbonates. In: A. M. Alonso-Zarza, L. H. Tanner (eds.), *Carbonates in continental settings: geochemistry, diagenesis and applications*, Elsevier, Amsterdam: 319 p. doi:10.1016/S0070-4571(09)06102-0
- Arnaud-Vanneau, A. (1980): Micropaléontologie, paléocéologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys: l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). *Géologie Alpine*, Mémoire 10, 874 p.
- Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H. (1990): Hauterivian to Lower Aptian carbonate shelf sedimentation and sequence stratigraphy in the Jura and northern Subalpine chains (southeastern France and Swiss Jura). *Spec. Pub. int. Ass. Sediment* 9, 203-233. doi:10.1002/9781444303834.ch8
- Arribas, M. E., Mas, J. R., Arribas, J., Benito, M. I., Le Pera, E. (2009): Marine influence at the last rifting stages of a continental basin. The northernmost Cameros basin record (Early Cretaceous, north Spain). 27 IAS Meeting of Sedimentology, Alghero: p. 434.
- Bachmann, M., Hirsch, F. (2006): Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change. *Cretaceous Research* 27, 487-512. doi:10.1016/j.cretres.2005.09.003
- Benito, M. I., Mas, R. (2006): Sedimentary evolution of the Torrecilla Reef Complex in response to tectonically forced regression (Early Kimmeridgian, Northern Spain). *Sedimentary Geology* 183, 31-49. doi:10.1016/j.sedgeo.2005.09.007
- Benito, M. I., Kyger, C. L., Mas, R. (2005): Late Jurassic paleogeography and paleoclimate in the Northern Iberian Basin of Spain: constraints from diagenetic records in reefal and continental carbonates. *Journal of Sedimentary Research* 75, 82-96. doi: 10.2110/jsr.2005.008
- Berástegui, X., Caus, E., Puig, C. (2002): Chapter 12 Cretaceous: Pyrenees. In: W. Gibbons, M. T. Montero (eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society, London: 265-272.
- Bermúdez-Rochas, D. D. (2009): Early Cretaceous sharks from the Cameros Basin (North of Spain). 8 *International Symposium on the Cretaceous System*, Plymouth: p. 161.
- Bermúdez-Rochas, D. D. (2012): An overview of the hybodont record of the Cameros Basin (northwest of Iberian Range, Spain). 60th *Annual symposium of vertebrate palaeontology and comparative anatomy. 21st Symposium of palaeontological preparation and conservation*, Oxford: p. 7.
- Bernaus, J. M., Arnaud-Vanneau, A., Caus, E. (2002): Stratigraphic distribution of Valanginian–Early Aptian shallow-water benthic foraminifera and algae, and depositional sequences of a carbonate platform in a tectonically-controlled basin: the Organyà Basin, Pyrenees, Spain. *Cretaceous Research*, 23, 25-36. doi:10.1006/cres.2001.0300
- Bernaus, J. M., Arnaud-Vanneau, A., Caus, E. (2003): Carbonate platform sequence stratigraphy in a rapidly subsiding area: the Late Barremian–Early Aptian of the Organyà basin, Spanish Pyrenees. *Sedimentary Geology* 159, 177-201. doi:10.1016/S0037-0738(02)00316-0
- Black, M. (1933): The algal sedimentation of Andros Island Bahamas. *Phil. Trans. Roy. Soc. London, Series B: Biological Sciences* 222, 789-803.
- Bosence, D. W. J. (1998): Chapter A2: Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. In: B. H. Purser, D. W. J. Bosence (eds.), *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins. Red Sea and Gulf of Aden*. Chapman and Hall, London: 9-25. doi:10.1007/978-94-011-4930-3_2
- Bover-Arnal, T., Moreno-Bedmar, J. A., Salas, R., Skelton, P. W., Bitzer, K., Gili, E. (2010): Sedimentary evolution of an Aptian syn-rift carbonate system (Maestrat Basin, E Spain): effects of accommodation and environmental change. *Geologica Acta* 8 (3), 249-280. doi:10.1344/105.000001533
- Brenchley, P.J., Harper, D.A.T. (1998): *Palaeoecology: Ecosystems, environments and evolution*. Chapman & Hall, London: 402 p.
- Brenner, P., Wiedmann, J. (1975): Nuevas aportaciones al conocimiento del «Weald» celtibérico septentrional y sus relaciones paleogeográficas. *Actas Iº Symposium sobre el Cretáceo de la Cordillera Ibérica*, Cuenca: p. 125-134.
- Canerot, J., Cugny, P., Pardo, G., Salas, R., Villena, J. (1982): Capítulo 6: Ibérica Central-Maestrazgo. In: *El cretácico de España*. Universidad Complutense de Madrid-Instituto de Geología Económica CSIC, Madrid: 273-344.
- Carras, N., Conrad, M. A., Radoicic, R. (2006): *Salpingoporella*, a common genus of Mesozoic Dasycladales (calcareous green algae). *Revue de Paléobiologie, Genève* 25 (2), 457-517.
- Casanovas, M. L., Ezquerro, R., Fernández, A., Pérez-Lorente, F., Santafé, J. V. (1990): Huellas de dinosaurio en Soto de Cameros (La Rioja, España). *Zubia* 8, 49-71.
- Casanovas, M. L., Ezquerro, R., Pérez-Lorente, F., Santafé, J. V., Torcida, F. (1992): Un grupo de saurópodos del yacimiento Soto 2. La Rioja (España). *Zubia* 10, 45-52.
- Casas-Sainz, A. M., Simón-Gómez, J. L. (1992): Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). *Journal of Structural Geology* 14 (5), 521-530.
- Casas-Sainz, A.M., Gil-Imanz, A. (1994): Discusión a Mas et al. (1993) - Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 7 (3-4), 337-345.
- Casas, A. M., Villalain, J. J., Soto, R., Gil-Imaz, A., del Río, P., Fernández, G. (2009): Multidisciplinary approach to an extensional syncline model for the Mesozoic Cameros Basin (N Spain). *Tectonophysics* 470, 3–20. doi:10.1016/j.tecto.2008.04.020
- Clemente, P. (2010): Review of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Stratigraphy in Western Cameros basin, Northern Spain. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 23 (3-4), 101-143.
- Climent-Domenech, H., Martín-Closas, C., Salas, R. (2009): Charophyte-rich microfacies in the Barremian of the Eastern Iberian Chain (Spain). *Facies* 55, 387-400. doi:10.1007/s10347-008-0173-1
- Collier, R.E.L. (1990): Eustatic and tectonic controls upon Quaternary coastal sedimentation in the Corinth basin, Greece. *Journal of the Geological society of London* 147, 301-314. doi:10.1144/gsjgs.147.2.0301
- Conrad, M. A., Peybernès, B., Radoicic, R. (1977): *Salpingoporella ur-ladanasi*, n. sp., une Dasycladale du Cretacé inférieur d'Esagne et de Yougoslavie. *Géologie Méditerranéenne* 4 (2), 73-82.
- Cross, N. E., Purser, B. H., Bosence, D. W. J. (1998): Chapter D6: The tectono-sedimentary evolution of a rift margin carbonate platform: Abu Shaar, Gulf of Suez, Egypt. In: B. H. Purser, D. W. J. Bosence (eds.), *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins. Red Sea and Gulf of Aden*. Chapman and Hall, London: 272-295. doi:10.1007/978-94-011-4930-3_16
- De Benedictis, D., Bosence, D., Waltham, D. (2007): Tectonic control on peritidal carbonate parasequence formation: an investigation using forward tectono-stratigraphic modelling. *Sedimentology* 54, 587-605. doi:10.1111/j.1365-3091.2006.00851.x
- Demico, R.V. (1983): Wavy and lenticular-bedded carbonate ribbon rocks of the Upper Cambrian Conococheague Limestone, Central Appalachians. *Journal of Sedimentary Research* 53, 1121-1132.
- Díaz Martínez, E. (1988): El Cretácico inferior del sector de Jubera (norte de la sierra de Los Cameros, La Rioja): relación entre tectónica y sedimentación. *Comunicaciones vol I, II Congreso Geológico de España*, Granada: p. 67-70.
- Dickson, J.A.D. (1966): Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology* 36, 491-505.

- Doublet, S., García, J. P., Guiraud, M., Ménard, A. (2003) Wave-dominated siliciclastic and carbonate sedimentation in a Lower Cretaceous lake (Camerós basin, northern Spain). *Journal of Iberian Geology* 29, 11-30.
- Doublet, S. (2004): *Contrôles tectonique et climatique de l'enregistrement stratigraphique dans un bassin continental de rift: le bassin de Cameros (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur) provinces de Soria-La Rioja, Espagne*. PhD Thesis. Université de Bourgogne. 465 p.
- Dragastan, O. (1982): Lower Cretaceous marine algae and calpionellidae from Candas (San Pedro)-Asturias Province (Spain). *Cuadernos de Geología Ibérica* 3, 125-143.
- Dunham, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: classification of carbonate rocks. *AAPG Memoir* 1, 108-121.
- Freytet, P., Verrechia, E. P. (2002): Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *Journal of Paleolimnology* 27, 221-237.
- García-Frank, A., Ureta, S., Mas, R. (2008): Aalenian pulses of tectonic activity in the Iberian Basin, Spain. *Sedimentary Geology* 209, 15-35. doi:10.1016/j.sedgeo.2008.06.004
- García-Mondéjar, J. (1990): The Aptian-Albian carbonate episode of the Basque-Cantabrian Basin (northern Spain): general characteristics, controls and evolution. *IAS Special Publications* 9, 257-290. doi:DOI:10.1002/9781444303834.ch10
- García-Mondéjar, J., Fernández-Mendiola, P. A., Agurrezabala, L.M., Aranburu, A., López-horgue, M.A., Iriarte, E., Martínez de Rituerto, S. (2004): Aptian-Albian of the Cuenca Vasco-Cantábrica. In: J. A. Vera, *Geología de España*. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero, Madrid: 291-296.
- García-Mondéjar, J., Owen, H.G., Raisossadat, N., Fernández-Mendiola, P.A. (2009) The Early Aptian of Aralar (northern Spain): stratigraphy, sedimentology, ammonite biozonation, and OAE1. *Cretaceous Research* 30, 434-464. doi:10.1016/j.cretres.2008.08.006
- García-Senz, J. (2002): *Cuencas extensivas del Cretácico inferior en los Pirineos centrales, formación y subsecuente inversión*. PhD Thesis. Universitat de Barcelona. 310 p.
- Gawthorpe, R.L., Leeder, M.R. (2000): Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research* 12, 195-218. doi:10.1046/j.1365-2117.2000.00121.x
- Gawthorpe, R.L., Sharp, I., Underhill, J.R., Gupta, S. (1997): Linked sequence stratigraphic and structural evolution of propagating normal faults. *Geology* 25, 795-798. doi:10.1130/0091-7613(1997)025<0795:LSSASE>2.3.CO;2
- Gebelein, C.D. (1977): *Dynamics of recent carbonate sedimentation and ecology. Cape Sable, Florida*. Brill, Leiden: 120 p.
- Ginsburg, R.N. (ed.) (1977): *Tidal deposits: a casebook of recent examples and fossil counterparts*. Springer-Verlag, Berlin: 428 p.
- González Fernández, B., Menéndez Casares, E., Gutiérrez Claverol, M., García-Ramos, J. C. (2004): Litoestratigrafía del sector occidental de la cuenca cretácica de Asturias. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo* 24, 43-80.
- Guimerà, J., Alonso, A., Mas, J. R. (1995): Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros basin (N Spain). In: J. G. Buchanan, P. G. Buchanan (eds.), *Basin Inversion*. Geological Society, London, Special Publications 88, 433-453.
- Guiraud, M. (1983): *Evolución tectono-sedimentaria del Bassin Wealdien (Cretaceo inferior) en ralaís de décrochemets de Logroño-Soria (N-W Espagne)*. PhD Thesis. Université des Sciences et Techniques du Languedoc. 185 p.
- Guiraud, M., Seguret, M. (1985): A releasing solitary overstep model for the late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (Northern Spain). *The Society of Economic Paleontologist and Mineralogists. Special Publ.* 37, 159-175.
- Haq, B. U., Al-Qahtani, A. M. (2005): Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *GeoArabia* 10 (2), 127-159.
- Hardie, L.A. (ed.) (1977): *Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas*. The John Hopkins University Press, Baltimore: 202 p.
- Hay, W.W., De Conto, R.M., Wold, C.N., Wilson, K.M., Voigt, S., Schulz, M., Rossby-Wold, A., Dullo, W.-Chr., Ronov, A.B., Balukhovskiy, A.N., Söding, E., (1999): An alternative global Cretaceous paleogeography. In: E. Barrera, C.C. Johnson, (eds.), *Evolution of Cretaceous Ocean/Climate System*. Geological Society of America Special Paper 332: 1-47.
- Hernández Samaniego, A., Ramírez Merino, J. I., Olivé Davó, A., Álvaro López, M., Ramírez del Pozo, J., Aguilar, M. J., Meléndez Hevia, A. (1990): Hoja geológica num. 242 (Munilla). *Mapa geológico de España 1:50.000, Segunda serie*, I.G.M.E, Madrid.
- Huang, C., Hinnov, L., Fischer, A. G., Grippo, A., Herbert, T. (2010): Astronomical tuning of the Aptian Stage from Italian reference sections. *Geology* 38 (10), 899-902. doi:10.1130/G31177.1
- IGME (1987): *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. Instituto Geológico de España, Madrid: 465 p.
- Ingersoll, R. V., Busby, C. J. (1995): Tectonics of Sedimentary Basins. In: C. J. Busby, R. V. Ingersoll (eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins*, Blackwell Science, Malden: 1-51.
- Iovcheva, P. M. (1962): Foraminifera of the oolitic limestone of the Aptian along the Rusenski Low River. *Bulg. Geol. Soc. Rev.* 23 (1), 41-61.
- Jacquin, T., Rusciadelli, G., Amedro, F., De Graciansky, P.-C., Magniez-Jannin, F. (1998): The North Atlantic cycle: an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in the Lower Cretaceous of Western Europe. In: P.-C. De Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, R. P. Vail (eds.), *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Special Publication 60, 397-409. doi:10.2110/pec.98.02.0397
- Kneuper-Haack, F. (1966): Ostracoden aus dem Wealden der Sierra de Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). *Beih. Geol. Jb.* 44, 165-209.
- Lambeck, K., Cloetingh, S., McQueen, H. (1987): Intraplate stresses and apparent changes in sea level: the basins of northwestern Europe. In: C. Beaumont, A. J. Tankard (eds.), *Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms*. Memoir 12, Canadian Society of Petroleum Geologists, Canada: 259-268.
- Lasemi, Y., Jahani, D., Amin-Rasouli, H., Lasemi, Z. (2012) Ancient carbonate tidalites. In: R.A. Davis, Jr., R.W. Dalrymple (eds.) *Principles of tidal sedimentology*. Springer, New York: 567-607. doi:10.1007/978-94-007-0123-6_21
- Leeder, M.R., Gawthorpe, R.L. (1987): Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. In: M.P. Coward, J.F. Dewey, P.L. Hancock (eds.) *Continental extensional tectonics*. Geological Society, London, Special Publications 28: 139-152. doi:10.1144/GSL.SP.1987.028.01.11
- Leeder, M. R. (1995): Chapter 3: Continental Rifts and Proto-Oceanic Rift Troughs. In: C. J. Busby, R. V. Ingersoll (eds.), *Tectonics of Sedimentary Basins*, Blackwell Science, USA: 119-148.
- Leeder, M. (2011): *Sedimentology and Sedimentary Basins. From turbulence to Tectonics*. Wiley-Blackwell, Oxford: 768 p.
- Lezin, C., Bonnet, L., Rey, J., Caetano, P. S., Gonçalves, P., Rocha, F., Rocha, R., B. (2010): Orbital forcing of stratal patterns in an inner platform carbonate succession: an example from an Upper Hauterivian series of the Lusitanian Basin, Portugal. *Ciências da Terra (UNL)* 17, 29-44.
- Loeblich, A. R. Jr., Tappan, H. (1988): *Foraminiferal genera and their classifications*. Van Nostrand Reinhold, New York: 970 p.
- Martín-Chivelet, J. (Coord.), Berástegui, X., Rosales, I., Vilas, L., Vera, J. A., Caus, E., Gräfe, K.-U., Mas, R., Puig, C., Segura, M., Robles, S., Floquet, M., Quesada, S., Ruiz-Ortiz, P., Fregenal-Martínez, M. A., Salas, R., Arias, C., García, A., Martín-Algarra, A., Meléndez, M. N., Chacón, B., Molina, J. M., Sanz, J. L., Castro, J. M., García-Hernán-

- dez, M., Carenas, B., García-Hidalgo, J., Gil, J., Ortega, F. (2002): Chapter 12: Cretaceous. In: W. Gibbons, M. T. Montero (eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society, London: 255-292.
- Martín-Closas, C., Grambast-Fessard, N. (1986): Les charophytes du Crétacé inférieur de la région du Maestrat (Chânelbérique, Catalanes, Espagne). *Paléobiologie Continentale* 15, 1–66.
- Martín-Closas, C., Alonso, A. (1998) Estratigrafía y bioestratigrafía (Charophyta) del Cretácico Inferior en el sector occidental de la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 11, 253-269.
- Márton, E., Čosović, V., Bucković, D., Moro, A. (2010): The tectonic development of the Northern Adriatic region constrained by Jurassic and Cretaceous paleomagnetic results. *Tectonophysics* 490, 93-102. doi:10.1016/j.tecto.2010.04.032
- Mas, R. (1982): *El Cretácico Inferior de la región noroccidental de la provincia de Valencia*. Seminarios de Estratigrafía, Series Monografías 8. Universidad Complutense-Instituto de Geología Económica CSIC, Madrid: 408 p.
- Mas, J.R., Alonso, A., Díaz, E. (1990): Tectonically controlled carbonate lacustrine systems in the northern margin of the Cameros Basin (Lower Cretaceous, north Spain). *Volumen de comunicaciones 6, Meeting of the European Geological Societies*, Lisboa: p. 55.
- Mas, J.R., Alonso, A., Guimera, J. (1993): Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: La cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja-Soria). *Rev. Soc. Geol. España* 6 (3-4), 129-144.
- Mas, R., Benito, M. I., Arribas, J., Serrano, A., Guimerà, J., Alonso, A., Alonso-Azcárate, J. (2002a): La cuenca de Cameros: desde la extensión finijurásica-eocretácica a la inversión terciaria – implicaciones en la exploración de hidrocarburos. *Zubia Monográfico* 14, 9-64.
- Mas, R., Segura, M., Salas, R., Fregenal-Martínez, M. A., Sanz, J. L., García, A., Meléndez, M. N., Carenas, B., García-Hidalgo, J., Ortega, F., Gil, J., Martín-Chivelet, J. (2002b): Chapter 12 Cretaceous: The Iberian basin. In: W. Gibbons, M. T. Montero (eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society, London: 284-288.
- Mas, R., García, A. (Coord.), Mas, R., García, A., Salas, R., Meléndez, A., Alonso, A., Aurel, M., Bádenas, B., Benito, M. I., Carenas, B., García-Hidalgo, J. F., Gil, J., Segura, M. (2004): Segunda Fase de rift-ing: Jurásico Superior-Cretácico Inferior. In: J. A. Vera, *Geología de España*. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero, Madrid: 503-510.
- Mas, J. R., Benito, M. I., Arribas, J., Alonso, A., Arribas, M.E., Lohmann, K. C., Hernán, J., Quijada, E., Suárez, P., Omodeo, S. (2011): Evolution of an intra-plate rift basin: the Latest Jurassic-Early Cretaceous Cameros Basin (Northwest Iberian Ranges, North Spain) *Geo-Guias* 8, 117-154.
- Masse, J.P., Bouaziz, S., Amon, E.O., Baraboshkin, E., Tarkowski, R., Bergerat, F., Sandulescu, M., Platel, J.P., Canerot, J., Guiraud, R., Poisson, A., Ziegler, M., Rimmerle, G. (2000): Map 13 – Early Aptian (112-114 Ma). In: J. Dercourt, M., Gaetani, B., Vrielynck, E. Barrier, B. Bijou-Duval, M.F., Brunet, J.P. Cadet, S. Crasquin, M. Sandulescu (eds.), *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps*. CCGM/CGMW, Paris.
- Masse, J. P., Fenerci, M., Pernarcic, E. (2003): Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates Late Barremian, Urgonian, sequences of Provence (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 200, 65-81. doi:10.1016/S0031-0182(03)00445-0
- Masse, J-P., Tüysüz, O., Fenerci-Masse, M., Özer, S., Sari, B., (2009): Stratigraphic organisation, spatial distribution, palaeoenvironmental reconstruction, and demise of Lower Cretaceous (Barremian-lower Aptian) carbonate platforms of the Western Pontides (Black Sea region, Turkey). *Cretaceous Research* 30, 1170–1180. doi:10.1016/j.cretres.2009.05.004
- Masse, J-P., Fenerci-Masse, M. (2011): Drowning discontinuities and stratigraphic correlation in platform carbonates. The late Barremian-early Aptian record of southeast France. *Cretaceous Research* 32, 659-684. doi:10.1016/j.cretres.2011.04.003
- Meléndez, M.N. (1983): *El Cretácico de la región de Cañete – Rincón de Ademuz (provincias de Cuenca y Valencia)*. Seminarios de Estratigrafía, Series Monografías 9. Universidad Complutense-Instituto de Geología Económica CSIC, Madrid: 242 p.
- Miall, A.D., Miall, C.E. (2001): Sequence stratigraphy as a scientific enterprise: the evolution and persistence of conflicting paradigms. *Earth Science Reviews* 54, 321-348. doi:10.1016/S0012-8252(00)00041-6
- Mojon, P.O. (1989): Polymorphisme écophénotypique et paléocologique des Porocharacées (Charophytes) du Crétacé basal (Berriasien) du Jura Franco-Suisse. *Revue de Paléobiologie* 2, 505–524.
- Moratalla, J.J., Sanz, J.L. (1997): Cameros Basin Megatracksite. In: P.J. Currie, K. Padian (eds.), *Encyclopedia of Dinosaurs*, Academic Press, New York: 87–90.
- Moratalla, J.J., Hernán, J. (2010): Probable palaeogeographic influences of the Lower Cretaceous Iberian rifting phase in the Eastern Cameros Basin (Spain) on dinosaur trackway orientations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 295, 116-130. doi:10.1016/j.palaeo.2010.05.027
- Moreno-Bedmar, J. A., Company, M., Bover-Arnal, T., Salas, R., Delanoy, G., Martínez, R., Grauges, A. (2009): Biostratigraphic characterization by means of ammonoids of the lower Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE 1a) in the eastern Iberian Chain (Maestrat Basin, eastern Spain). *Cretaceous Research* 30, 864-872. doi:10.1016/j.cretres.2009.02.004
- Muñoz, A., Soria, A., Canudo, J. I., Casas, A. M., Gil, A., Mata, M. P. (1997): Caracterización estratigráfica y sedimentológica del Albiense marino del borde Norte de la Sierra de Cameros. Implicaciones Paleogeográficas. *Cuadernos de Geología Ibérica* 22, 139-163.
- Mutterlose, J. (1998): The Barremian–Aptian turnover of biota in north-western Europe: evidence from belemnites. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 144, 161-173. doi:10.1016/S0031-0182(98)00081-9
- Najarro, M., Rosales, I., Moreno-Bedmar, J. A., De Gea, G. A., Barrón, E., Company, M., Delanoy, G. (2011): High-resolution chemo- and biostratigraphic records of the Early Aptian oceanic anoxic event in Cantabria (N Spain): Palaeoceanographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299, 137-158. doi:10.1016/j.palaeo.2010.10.042
- Neagu, T. (1984): Nouvelles donnees sur la morphologie du test, sur la systematique et la nomenclature des miliolides agatisthegues du Mesozoique. *Revista Española de Micropaleontología* 16, 75-90.
- Ochoa, M. (2006): *Procedencia y diagénesis del registro arenoso del Grupo Urbión (Cretácico inferior) de la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica septentrional)*. PhD Thesis. Universidad Complutense de Madrid, 240 p.
- Ogg, J.G., Hinnov, L.A. (2012): Cretaceous. In: F.M. Gradstein, J.G. Ogg, M.D. Schmitz, G.M. Ogg (eds.), *The Geologic Time Scale 2012 Volume 2*. Elsevier, Oxford: 793-853. doi:10.1016/B978-0-444-59425-9.00027-5
- Pascal, A. (1984): *Les systemes biosedimentaires urgoniens (Aptien-Albien) sur la marge Nord-Iberique*. PhD Thesis. Université de Dijon: 561 p.
- Pérez-Lorente, F. (2002): La distribución de yacimientos y de tipos de huellas de dinosaurio en la cuenca de Cameros (La Rioja, Burgos, Soria, España) *Zubia monográfico* 14, 191-210.
- Peropadre, C. (2012): *El Aptiense del margen occidental de la cuenca del Maestrazgo: controles tectónico, eustático y climático en la sedimentación*. PhD Thesis. Universidad Complutense de Madrid.
- Perrin, C., Plaziat, J.-C., Rosen, B. R. (1998): Chapter D7: Miocene coral reefs and reef corals of the south-western Gulf of Suez and north-western Red sea: distribution, diversity and regional environmental

- controls. In: B. H. Purser, D. W. J. Bosence (eds.), *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins. Red Sea and Gulf of Aden*. Chapman and Hall, London: 296-319. doi:10.1007/978-94-011-4930-3_17
- Peybernès, B. (1976): *Le Jurassique et le Cretace Inferieur des Pyrenees Franco-Espagnoles entre la Garonne et la Mediterranee*. PhD Thesis. Université Paul-Sabatier, 453 p.
- Pietman, W.C. (1978): Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geological Society of America bulletin* 89, 1389-1403. doi:10.1130/0016-7606(1978)89<1389:RBEASS>2.0.CO;2
- Platt, N.H., Wright, V.P. (1992): Palustrine carbonates and the Florida Everglades: towards and exposure index for the fresh-water environment? *Journal of Sedimentary Petrology* 62, 1058-1071.
- Plaziat, J.-C., Montenat, C., Barrier, P., Janin, M.-C., Orszag-Sperber, F., Philobos, E. (1998): Chapter D3: Stratigraphy of the Egyptian syn-rift deposits: correlations between axial and peripheral sequences of the north-western Red Sea and Gulf of Suez and their relations with tectonic and eustasy. In: B. H. Purser, D. W. J. Bosence (eds.), *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins. Red Sea and Gulf of Aden*. Chapman and Hall, London: 211-222. doi:10.1007/978-94-011-4930-3_13
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, J.R., Alonso, A. (2010): Un ejemplo de llanura fluvio-deltaica influenciada por las mareas: el yacimiento de icnitas de Serrantes (Grupo Oncala, Berriasiense, Cuenca de Cameros, N. de España). *Geoceta* 49, 15-18.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, J.R. (2013): Depositional depth of laminated carbonate deposits: insights from the lower cretaceous valdeprado formation (Cameros Basin, N Spain). *Journal of Sedimentary Research* 83, 241-257. doi:10.2110/jsr.2013.23
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, R. (2014): Tidal versus continental sandy-muddy flat deposits: evidence from the Oncala Group (Early Cretaceous, N Spain). In: B. Tessier, J.Y. Reynaud (eds.), *International Association of Sedimentologists Special Publication* 48, in press.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, J.R. (2013): New insights on the stratigraphy and sedimentology of the Oncala Group (eastern Cameros Basin): implications for the paleogeographic reconstruction of NE Iberia at Berriasian times. *Journal of Iberian Geology* 39, 313-334. doi:10.5209/rev_JIGE.2013.v39.n2.42503
- Ravnas, R., Steel, R.J. (1998): Architecture of marine rift-basin successions. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 82, 110-146.
- Reed, D.J. (2002): Understanding Tidal Marsh Sedimentation in the Sacramento-San Joaquin Delta, California. *Journal of Coastal Research, Special Issue* 36, 605-611.
- Rey, J., Bilotte, M., Peybernès, B. (1977): Analyse biostratigraphique et paléontologique de l'Albien marin d'Estremadura (Portugal). *Geobios* 10(3), 369-393.
- Robador, A., García-Senz, J. (2004): El Cretácico Inferior de la vertiente surpirenaica. In: J. A. Vera, *Geología de España*. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero, Madrid:285-291.
- Rodríguez Quiroga, A. (2011): *Significado de las facies urgonianas al N del cabalgamiento de Cameros en el sector de Grávalos (N Cordillera Ibérica, La Rioja)*. Master Thesis. Universidad Complutense de Madrid. 57 p.
- Rosales, I., Gräfe, K.-U., Robles, S., Quesada, S., Floquet, M. (2002): Chapter 12 Cretaceous: The Basque-Cantabrian Basin. In: W. Gibbons, M. T. Montero (eds.), *The Geology of Spain*. Geological Society, London:272-281.
- Rosell, J., Llopart, C. (1982): Capítulo 4: Pirineo. In: *El cretácico de España*. Universidad Complutense de Madrid-Instituto de Geología Económica CSIC, Madrid: 161-196.
- Ruffell, A. (1991): Sea-level events during the Early Cretaceous in Western Europe. *Cretaceous Research* 12, 527-551.
- Sacristán-Horjácada, S., Carrasco, A., Mas, R., Arribas, M.E. (2012): Comparación del registro estratigráfico de dos cubetas satélites asociadas a un sistema de rift: los surcos de Bijuesca y Bigornia (SE de la Cuenca de Cameros). *Geo-Temas* 13, 88 + CD.
- Sahagian, D., Pinous, O., Olferiev, A., Zakharov, V. (1996): Eustatic Curve for the Middle Jurassic-Cretaceous Based on Russian Platform and Siberian Stratigraphy: Zonal Resolution. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 80 (9), 1433-1458.
- Salas, R. (1987): *El Malm i el Cretaci Inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espada. Anàlisi de conca*. PhD Thesis, Universitat de Barcelona: 345 p.
- Salas, R., Martín-Closas, C. (eds.) (1995): *El Cretácico inferior del nordeste de Iberia*. Publicacions de la Universitat de Barcelona: 153 p.
- Salas, R., Guimerá, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., Alonso, A. (2001): Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian chain). In: P.A. Ziegler, W. Cavazza, A.H.F. Robertson, S.Crasquin-Soleau (eds.), *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan rift/wrench basins and passive margins*. Mémoires du Musée national des Histoires naturelles de Paris 186, 145-185.
- Salomon, J. (1982): *Les formations continentales du Jurassique Supérieur - Cretacé Inférieur (Espagne du Nord - Chaînes Cantabrique et NW Ibérique)*. Mémoires géologiques de l'Université de Dijon 6: 228 p.
- Schudack, M. (1987): Charophyten flora und fazielle Entwicklung der Grenzsichten mariner Jura / Wealden in den Nordwestlichen Iberischen Ketten (mit Vergleichen zu Asturien und Kantabrien). *Palaeontographica Abteilung B* 204, 1-180.
- Schudack, M.E. (1993): Die Charophyten im Oberjura und Unterkreide West europas: mit einer phylogenetischen Analyse der Gesamtgruppe. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen A* 8, 1-209.
- Schudack, U., Schudack, M. (2009): Ostracod biostratigraphy in the Lower Cretaceous of the Iberian chain (Eastern Spain). *Journal of Iberian Geology* 35, 141-168.
- Segura, M., García-Hidalgo, J.F., Carenas, B., Gil, J., García, A. (2004): Evolución paleogeográfica de la Cuenca Ibérica en el Cretácico Superior. *Geoceta* 36, 103-106.
- Soria, A. R., Vennin, E., Meléndez, A. (1992): Estratigrafía y control tectónico en la evolución de las rampas carbonatadas del Cretácico inferior de la Cubeta de Oliete (Provincia de Teruel). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 7 (1-2), 1994.
- Stein, M., Föllmi, K. B., Westermann, S., Godet, A., Adatte, T., Matera, V., Fleitmann, D., Berner, Z. (2011): Progressive palaeoenvironmental change during the Late Barremian-Early Aptian as prelude to Oceanic Anoxic Event 1a: Evidence from the Gorgo a Cerbara section (Umbria-Marche basin, central Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 302, 396-406. doi:10.1016/j.palaeo.2011.01.025
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I. E., Mas, J. R., Benito, M. I. (2010): Nuevas aportaciones sobre la influencia marina y la edad de los carbonatos de la Fm Leza en el sector de Préjano (SE de La Rioja). Cretácico Inferior, Cuenca de Cameros *Geoceta* 49, 7-10.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I. E., Benito, M. I., Mas, J. R., Omoedo-Salé, S. (2011): Textbook example of tectonically controlled carbonate sedimentation at the active margin of a rift basin: the Leza Fm (Early Cretaceous, Cameros Basin, Spain). *28 IAS Meeting of Sedimentology, Zaragoza*: p. 455.
- Suarez-Gonzalez, P., Martín-Closas, P., Quijada, I. E., Benito, M. I., Mas, J. R. (2012): Calcareous algae (dasycladales and charophytes), essential for the sedimentological interpretation of ancient coastal-lakes systems. The Barremian-Aptian Leza Fm., Cameros Basin, N Spain. *29 IAS Meeting of Sedimentology, Schladingen*: p. 567.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, R. (2014): Do stromatolites need tides to trap ooids? Insights from a Cretaceous system of coastal-wetlands. In: B. Tessier, J.Y. Reynaud (eds.), *International Association of Sedimentologists Special Publication* 48, in press.

- Tischer, G. (1966): Über die Wealden-Ablagerung und die tektonik der östlichen Sierra de los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch* 44, 123-164.
- Tyson, R. V., Funnell, B. M. (1987): European Cretaceous shorelines, stage by stage. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 59, 69-91.
- Vilas, L., Alonso, A., Arias, c., García, A., Mas, J. R., Rincón, R., Meléndez, N. (1983): The Cretaceous of the Southwestern Iberian Ranges (Spain). *Zitteliana* 10, 245-254.
- Waterkeyn A, Grillas P, Vanschoenwinkel B, Brendonck L. (2008): Invertebrate community patterns in Mediterranean temporary wetlands along hydroperiod and salinity gradients. *Freshwater Biology* 53, 1808–1822. doi:10.1111/j.1365-2427.2008.02005.x
- Wilmsen, M. (2005): Stratigraphy and biofacies of the Lower Aptian of Cuchía (Cantabria, northern Spain). *Journal of Iberian Geology* 31(2), 253-275.
- Ziegler, P.A. (1988): Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys. *AAPG Memoir* 43.

APPENDIX

Sheets of the Geological Map of Spain (MAGNA series) used for the compilation of paleogeographic data of the early Aptian.

013 - Avilés	114 - Alsasua	320 - Tarazona
014 - Gijón	115 - Gulina	348 - San Leonardo de Yagüe
015 - Lastres	133 - Prádanos de Ojeda	349 - Cabrejas del Pinar
028 - Grado	134 - Polientes	350 - Soria
029 - Oviedo	135 - Sedano	351 - Olvega
030 - Villaviciosa	136 - Oña	353 - Pedrola
031 - Ribadesella	137 - Miranda de Ebro	380 - Borobia
032 - Llanes	138 - La Puebla de Arganzón	381 - Illueca
033 - Comillas	139 - Eulate	382 - Épila
034 - Torrelavega	140 - Estella	383 - Zaragoza
035 - Santander	144 - Ansó	409 - Calatayud
036 - Castro Urdiales	166 - Villadiego	410 - La Almunia de D ^a Godina
037 - Algorta	167 - Montorio	411 - Longares
038 - Bermeo	169 - Casalarreina	412 - Pina de Ebro
039 - Lequeitio	170 - Haro	419 - Villafranca del Panadés
052 - Proaza	200 - Burgos	420 - Hospitalet de Llobregat
053 - Mieres	201 - Belorado	439 - Azuara
056 - Carreña-Cabrales	202 - Santo Domingo de la Calzada	440 - Belchite
057 - Cabezón de la Sal	203 - Nájera	446 - Valls
058 - Los Corrales de Buelna	204 - Logroño	447 - Villanueva y Geltrú
059 - Villacarriedo	213 - Pont de Suert	448 - Prat de Llobregat
060 - Valmaseda	238 - Villagonzalo-Pedernales	466 - Moyuela
061 - Bilbao	239 - Pradoluengo	467 - Muniesa
062 - Durango	241 - Anguiano	468 - Albalate del Arzobispo
063 - Eibar	242 - Munilla	470 - Gandesa
064 - San Sebastian	243 - Calahorra	471 - Mora de Ebro
065 - Vera de Bidasoa	252 - Tremp	472 - Reus
082 - Tudanca	255 - La Pobla de Lillet	473 - Tarragona
083 - Reinosa	258 - Figueras	492 - Segura de los Baños
084 - Espinosa de los Monteros	276 - Lerma	493 - Oliete
085 - Villasana de Mena	277 - Salas de los Infantes	494 - Calanda
086 - Landaco	278 - Canales de la Sierra	495 - Castelserás
087 - Elorrio	279 - Villoslada de Cameros	496 - Horta de San Juan
088 - Vergara	280 - Enciso	497 - Perrelló
089 - Tolosa	281 - Cervera del Río Alhama	498 - Hospitalet del Infante
090 - Sumbilla	296 - Torroella de Montgri	515 - El Pobo de Dueñas
107 - Barruelo de Santullán	297 - L'Estartit	516 - Monreal del Campo
108 - Las Rozas	314 - Cilleruelo de Abajo	517 - Argente
109 - Villarcayo	315 - Santo Domingo de Silos	518 - Montalbán
110 - Medina de Pomar	316 - Quintanar de la Sierra	519 - Aguaviva
111 - Orduña	317 - Vinuesa	520 - Peñarroya de Tastavins
112 - Vitoria	318 - Almarza	521 - Beceite
113 - Salvatierra	319 - Agreda	522 - Tortosa

541 - Santa Eulalia	615 - Alcora	767 - Carcelén
542 - Alfambra	616 - Villafames	768 - Ayora
543 - Villarluego	617 - Faro de Oropesa	769 - Navarrés
544 - Forcall	634 - San Lorenzo de la Parrilla	770 - Alcira-Lavisa
545 - Morella	635 - Fuentes	791 - Chinchilla de Monte Aragón
546 - Ulldecona	636 - Villar del Humo	792 - Alpera
547 - Alcanar	637 - Landete	793 - Almansa
564 - Fuertescusa	638 - Alpuente	794 - Canals
565 - Tragacete	640 - Segorbe	795 - Játiva
566 - Cella	641 - Castellón de la Plana	796 - Gandía
567 - Teruel	664 - Enguیدanos	817 - Pozo Cañada
568 - Alcala de la Selva	663 - Valera de Abajo	818 - Montealegre del Castillo
569 - Mosqueruela	665 - Mira	819 - Caudete
570 - Albocacer	666 - Chelva	820 - Onteniente
571 - Vinaroz	667 - Villar del Arzobispo	821 - Alcoy
587 - Las Majadas	691 - Motilla del Palancar	822 - Benissa
588 - Zafrilla	692 - Campillo Altobuey	823 - Jávea
589 - Terriente	693 - Utiel	844 - Ontur
590 - La Puebla de Valverde	694 - Chulilla	845 - Yecla
591 - Mora de Rubielos	695 - Liria	846 - Castalla
592 - Villahermosa del Río	719 - Venta del Moro	847 - Villajoyosa
593 - Cuevas de Vinroma	720 - Requena	848 - Altea
594 - Alcala de Chivert	721 - Chestre	870 - Pinoso
610 - Cuenca	722 - Valencia	871 - Elda
611 - Cañete	745 - Jalance	872 - Alicante
612 - Ademuz	746 - Llombay	892 - Fortuna
613 - Camarena de la Sierra	747 - Sueca	893 - Elche
614 - Manzanera	766 - Valdeganga	

Conclusiones



CONCLUSIONES

- La Formación (Fm) Leza es una unidad mixta carbonático-clástica que aflora en el borde norte de la Cuenca de Cameros, una cuenca extensional intraplaca hoy en día invertida, situada en el norte de la Península Ibérica. Esta tesis doctoral supone el primer estudio detallado y exhaustivo sobre la Fm Leza.

- Los pocos trabajos previos que estudiaron parcialmente esta unidad la interpretaron como formada en un sistema lacustre de agua dulce, con esporádicas incursiones marinas, pero dejaron planteados numerosos interrogantes, fundamentalmente sobre su estratigrafía y su edad, así como sobre la influencia marina y el control tectónico en su sedimentación.

- En este trabajo se describe, por primera vez, la gran variedad de facies que componen la Fm Leza y se interpreta que esta unidad se depositó en un sistema complejo formado por: 1) abanicos aluviales; 2) zonas vegetadas asociadas a los abanicos aluviales; 3) cuerpos de agua dulce con influencia clástica variable procedente de los abanicos aluviales; 4) canales oncolíticos; 5) cuerpos de agua salobre; 6) cuerpos de agua con influencia marina moderada que permitían el desarrollo de algas dasycladales; 7) cuerpos de agua que podían presentar variaciones composicionales relativamente rápidas entre condiciones de agua dulce y de influencia marina; 8) cuerpos de agua con una mayor influencia marina, en los que se desarrollaban poblaciones con baja diversidad de foraminíferos bentónicos y ostrácodos; 9) cuerpos de agua con influencia de corrientes mareales y también con desarrollo de foraminíferos y ostrácodos; 10) zonas relativamente restringidas con precipitación de sulfatos evaporíticos; 11) amplias áreas vegetadas rodeando los cuerpos de agua y separándolos unos de otros.

- Asimismo, el estudio sedimentológico y petrográfico de la Fm Leza pone de manifiesto que las evidencias de influencia marina en la sedimentación de la unidad son mucho más abundantes de lo descrito previamente. Estas evidencias son: estructuras sedimentarias de origen mareal, algas dasycladales de la especie *Salpingoporella urladanasi*, foraminíferos bentónicos del género *Istriloculina*, y poblaciones homogéneas de carofitas porocaráceas, indicadoras de medios costeros salobres. Estos mismos microfósiles han sido observados también, por primera vez, en los depósitos del Grupo (Gr) Enciso.

- Los nuevos datos cartográficos y estratigráficos muestran que la Fm Leza está relacionada lateralmente con la Fm Jubera y con el Gr Enciso, lo que confirma que la Fm Leza pertenece litoestratigráficamente al Gr Enciso y que las tres unidades forman parte de una misma secuencia deposicional en el borde norte de la Cuenca de Cameros. Además, los datos paleontológicos confirman que estas tres unidades tienen una edad Barremiense superior-Aptiense inferior. En la Fm Leza se ha observado una tendencia general al aumento de evidencias de influencia marina hacia techo de la unidad, lo que se ha comparado con la transgresión global del Aptiense inferior, permitiendo interpretar que el techo de la Fm Leza es probablemente correlacionable con el máximo transgresivo, datado en la parte media-superior del Aptiense inferior.

- El Barremiense superior-Aptiense inferior es una etapa de extensión generalizada en la Placa Ibérica. Durante esta etapa, en el borde norte de la Cuenca de Cameros los esfuerzos extensionales interaccionaron con la estructuración previa del sustrato de la cuenca (heredada de los desgarres tardivariscos del basamento), produciendo zonas extensionales y zonas transtensionales en las que se desarrollaron una serie de cubetas independientes limitadas por fallas normales. Es probable que a favor de algunas de estas fracturas extensionales se produjera la migración de los depósitos evaporíticos del Triásico Superior (facies *Keuper*).

- En estas cubetas tectónicas del borde norte de la Cuenca de Cameros se sedimentó primero la Fm Jubera, formada por depósitos clásticos aluviales, y posteriormente la Fm Leza. De este modo, la evolución de la Fm Leza estuvo controlada tanto por la tectónica extensional que dio lugar a estas cubetas, como por el eustatismo positivo característico del Aptiense inferior.

- La comparación de la estratigrafía y la evolución sedimentaria de la Fm Leza con datos de otras cuencas próximas a la de Cameros y con datos de sondeos ha permitido interpretar que la transgresión Aptiense inferior probablemente alcanzó el borde norte de la Cuenca de Cameros procedente tanto del

SE (Cuenca Ibérica) como del N-NO (Cuenca Vasco-Cantábrica). De esta forma, se ha reinterpretado la paleogeografía del NE de Iberia para el Aptiense inferior, proponiendo la existencia de amplios brazos de mar epicontinentales muy someros, que aprovecharon zonas llanas no subsidentes o con subsidencia puntual localizada. La Fm Leza se depositó en el ámbito costero de uno de estos brazos de mar, que probablemente llegó a conectar el Mar del Tetis (al SE) con el Océano Boreal (al N).

- Se interpreta que el complejo contexto deposicional de la Fm Leza correspondería a sistemas de humedales costeros tectónicamente controlados. Como no existe un modelo establecido para la sedimentología de humedales costeros, en esta tesis doctoral se proponen una serie de características sedimentológicas y paleoecológicas que pueden ser utilizadas para identificar y caracterizar los depósitos de este tipo de sistemas en el registro geológico. Basándose en estas características generales se propone, además, que el término “humedales costeros” puede ser muy útil para la clasificación sedimentológica de unidades costeras complejas, cuyas características no concuerden con los modelos clásicos de sistemas costeros.

- Los humedales costeros de la Fm Leza presentaron un gran desarrollo de estructuras microbianas, que han producido la gran abundancia y diversidad de microbialitas observadas en la Fm Leza y descritas por primera vez en esta tesis doctoral. Éstas incluyen: oncolitos, estromatolitos esqueléticos, dendrolitos, trombolitos, estromatolitos aglutinantes, estromatolitos micrítico-evaporíticos y calizas con laminación fenestral.

- Cada una de las variedades de microbialitas de la Fm Leza aparece asociada a una facies concreta y, por lo tanto, se desarrolló en un único ambiente. Esto sugiere que los factores ambientales fueron probablemente los controles principales en el origen y desarrollo de estas microbialitas.

- Un ejemplo claro de esta relación entre microbialitas y medios sedimentarios puede apreciarse en los dos tipos de estromatolitos más abundantes de la Fm Leza: estromatolitos aglutinantes (formados principalmente por atrapamiento y fijación de granos) y estromatolitos esqueléticos (formados principalmente por filamentos microbianos calcificados). Pese a que ambos aparecen en facies con abundantes granos, sólo los estromatolitos aglutinantes, formados en medios con influencia mareal, acrecieron atrapando los granos disponibles en el medio. Los estromatolitos esqueléticos, por el contrario, se formaron en medios de agua dulce con abundantes descargas clásticas.

- Por tanto, el estudio comparativo detallado de estos dos tipos de estromatolitos, junto con el estudio sedimentológico de las facies en las que aparecen, aporta nuevos datos sobre los factores ambientales que controlaron el desarrollo de estromatolitos aglutinantes, un tipo de estromatolitos muy popular (debido a los ejemplos actuales de Bahamas y Shark Bay) pero muy poco abundante en el registro geológico y que suele aparecer asociado a medios mareales. Se propone que las principales condiciones que favorecen el desarrollo de estromatolitos aglutinantes son: 1) movilización continua y cíclica del sedimento; 2) condiciones hidroquímicas adecuadas para que los tapices microbianos no presenten precipitación temprana de carbonato; y 3) factores que limiten la abundancia de metazoos. Cualquier medio con estas características podría desarrollar estromatolitos aglutinantes, pero el hecho de que estas condiciones sean especialmente comunes en medios mareales puede explicar por qué este tipo de estromatolitos parecen estar restringidos a medios marinos someros con influencia mareal.

- Además, se ha estudiado en detalle la laminación de los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza, comparándola con la de otros ejemplos actuales y fósiles. La mayoría de estos ejemplos presentan laminación repetitiva, formada por láminas ricas en granos separadas entre sí por finas costras micríticas. Los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza presentan también localmente, y a microescala, este tipo de laminación, pero su laminación mesoscópica está dominada por laminación alternante, formada por la alternancia de láminas micríticas y láminas ricas en granos.

- El modelo más extendido para explicar el origen de la laminación en estromatolitos está basado en los estromatolitos aglutinantes actuales y pone el énfasis en la laminación repetitiva, originada a partir de

un único proceso de acreción repetido en el tiempo e interrumpido por hiatos periódicos durante los que precipitan finas costras micríticas. Sin embargo, los ejemplos de la Fm Leza demuestran que la laminación alternante mesoscópica que caracteriza la gran mayoría de estromatolitos, se produce por la alternancia en el tiempo de dos o más procesos de acreción, lo que resta relevancia a las finas costras micríticas formadas durante hiatos en la acreción para explicar el origen general de la laminación estromatolítica.

- Por último, en esta tesis doctoral se desarrolla una metodología inédita para estudiar cuantitativamente la laminación estromatolítica. Esta metodología ha permitido diferenciar distintos tipos de laminación en los estromatolitos aglutinantes de la Fm Leza y ha sido aplicada con éxito a otros ejemplos fósiles y actuales, por lo que puede ser de gran utilidad para futuros trabajos.

CONCLUSIONS

- The Leza Formation (Fm) is a mixed carbonate-clastic unit that outcrops in the northern border of the Cameros Basin, an inverted, intraplate extensional basin located in the northern area of the Iberian Peninsula. This Ph.D. thesis is the first detailed and thorough study of the Leza Fm.

- The scarce previous works that partially studied this unit considered it as formed in a freshwater lacustrine system with sporadic marine incursions, but left several unanswered questions, mainly about its stratigraphy and age, as well as about the marine influence and tectonic control on its sedimentation.

- In this work, the great variety of facies that constitute the Leza Fm is described for the first time, and this unit is interpreted as deposited in a complex system made up of: 1) alluvial fans; 2) vegetated areas associated with the alluvial fans; 3) freshwater bodies with variable clastic influence coming from the alluvial fans; 4) oncoid-bearing channels; 5) brackish water bodies; 6) water bodies with moderate marine influence that allowed the development of dasyclad algae; 7) water bodies that could show relatively rapid compositional variations between freshwater conditions and marine influenced conditions; 8) water bodies with a stronger marine influence in which low-diversity populations of benthic foraminifers and ostracodes were developed; 9) water bodies with tidal influence and development of foraminifers and ostracodes; 10) relatively restricted areas with precipitation of evaporitic sulfates; 11) wide vegetated areas surrounding and separating the water bodies.

- The sedimentological and petrographic study of the Leza Fm shows that the evidences of marine influence in the sedimentation of this unit are much more abundant than previously described. These evidences are: sedimentary structures of tidal origin, dasyclad algae of the species *Salpingoporella urladanasi*, benthic foraminifer of the genus *Istriloculina*, and homogeneous populations of porocharacean charophytes, indicative of brackish coastal environments. These microfossils have also been observed, for the first time, in the deposits of the Enciso Group (Gr).

- The new cartographic and stratigraphic data show that the Leza Fm is laterally related with the Jubera Fm and the Enciso Gr, which confirms that the Leza Fm is part of the Enciso Gr and that the three units belong to the same depositional sequence in the northern border of the Cameros Basin. In addition, the paleontological data confirm that these three units are upper Barremian-lower Aptian in age. Furthermore, evidences of marine influence are progressively more abundant towards the top of the Leza Fm, a fact that is here compared to the lower Aptian global transgression, allowing the correlation of the top of the Leza Fm with the transgressive maximum of this period, commonly assigned to the medium-upper part of the early Aptian.

- The late Barremian-early Aptian is a generalized extensional stage in the Iberian Plate. During this stage, the extensional stresses in the northern border of the Cameros Basin interacted with the preexisting structures of the Mesozoic substrate (inherited from the late Variscan strike-slip faults of the basement), producing extensional and transtensional zones in which a series of independent tectonic depressions were developed, limited by normal faults. Upper Triassic evaporitic deposits (facies *Keuper*) probably migrated along some of these extensional fractures.

- These tectonic depressions of the northern border of the Cameros Basin were filled, firstly, by the Jubera Fm (consisting of alluvial clastic deposits), and secondly by the Leza Fm. Consequently, the evolution of the Leza Fm was controlled by both the extensional tectonics that originated the depressions and the characteristic positive eustatism of the early Aptian.

- Comparison of the stratigraphy and sedimentary evolution of the Leza Fm with data from neighbouring basins and from boreholes led to interpret that the early Aptian transgression probably reached the northern border of the Cameros Basin both from the SE (Iberian Basin) and the N-NW (Basque-Cantabrian Basin). Thus, the early Aptian paleogeography of NE Iberia has been revised, interpreting that wide, very shallow seaways covered flat, non-subsiding areas or areas with only localized subsidence. The

Leza Fm was deposited in the coastal area of one of this seaways, which probably connected the Tethys Sea (to the SE) with the Boreal Ocean (to the N).

- The complex depositional context of the Leza Fm is interpreted as tectonically-controlled systems of coastal wetlands. Since there is not an established model for the sedimentology of coastal wetlands, a series of sedimentological and paleoecological features are proposed in this thesis to identify and characterize deposits from this type of systems in the geological record. Based on these general features, it is also proposed that the term “coastal wetland” may be very useful for the sedimentological classification of complex coastal units whose characteristics do not fit the standard models of coastal systems.

- Coastal wetlands of the Leza Fm presented a great development of microbial structures, which produced the great abundance and diversity of microbialites observed in the Leza Fm and described in this thesis for the first time. These microbialites include: oncoids, skeletal stromatolites, dendrolites, thrombolites, agglutinated stromatolites, micrite-evaporite stromatolites, and fenestral laminites.

- Each microbialite type of the Leza Fm is associated with a particular facies, and thus, it was developed in a specific environment. This suggests that environmental factors were the main controls on the origin and development of these microbialites.

- A clear example of this relationship between microbialites and sedimentary environments is observed in the two most abundant stromatolite types of the Leza Fm: agglutinated stromatolites (mainly formed by grain trapping and binding) and skeletal stromatolites (consisting mainly of calcified microbial filaments). Although both types of stromatolites occur in facies with abundant grains, only the agglutinated stromatolites, which were formed in tide-influenced settings, accreted by trapping the available grains in the environment. The skeletal stromatolites, on the contrary, were formed in freshwater environments with abundant clastic discharges.

- Therefore, the detailed comparative study of these two types of stromatolites, together with the sedimentological study of the facies in which they occur, gives new data on the environmental factors that controlled the development of agglutinated stromatolites. This type of stromatolites is very popular due to the modern examples from the Bahamas and Shark Bay (Australia), but it is very scarce in the geological record, occurring generally in tidal environments. In this thesis, it is proposed that the main conditions favoring the development of agglutinated stromatolites are: 1) continuous and cyclic sediment mobilization 2) appropriate hydrochemical conditions to prevent early carbonate precipitation within the microbial mats; and 3) factors that limit abundance of metazoans. Any environment providing these conditions would be suitable for the development of agglutinated stromatolites, but the fact that these conditions are most commonly achieved in tidal environments may explain why this type of stromatolites seems to be almost restricted to shallow marine environments with tidal influence.

- Moreover, lamination of the agglutinated stromatolites has been studied in detail in the Leza Fm, comparing it with the lamination of other modern and fossil examples. Most of these examples show repetitive lamination, made up of grain-rich laminae separated by thin micritic crusts. The agglutinated stromatolites of the Leza Fm also show, locally and microscopically, this type of lamination, but their mesoscale lamination is dominated by alternating lamination, formed by the alternation of micrite laminae and grain-rich laminae.

- The most popular model for explaining the origin of stromatolite lamination is based on modern agglutinated stromatolites, and emphasizes the repetitive lamination caused by a single accretion process repeated through time and interrupted by periodic hiatuses during which thin micritic crusts precipitate. However, the Leza Fm examples demonstrate that alternating lamination, which characterizes most stromatolites at mesoscale, is produced by the alternation of two or more accretion processes, which minimizes the relevance of thin micritic crusts formed during accretion hiatuses in the origin of stromatolite lamination in general.

- Finally, a novel methodology for the quantitative study of stromatolite lamination is developed in this Ph.D. thesis. This methodology allowed the discrimination of different types of lamination in the agglutinated stromatolites of the Leza Fm. It has been successfully applied in this work to other modern and fossil examples and, therefore, it may be very useful to future research.

Bibliografía



BIBLIOGRAFÍA

- Águeda, J.A., Bahamonde, J.R., Barba, F.J., Barba, P., Colmenero, J.R., Fernández, L.P., Salvador, C.I., Vera, C. (1991) Depositional environments in Westphalian coal-bearing successions of the Cantabrian Mountains, northwest Spain. *Bulletin de la Société Géologique de France* 162: 325-333.
- Aguirrezabala, L.M., Torres, J.A., Viera, L.I. (1985) El Weald de Igea (Camerós - La Rioja). Sedimentología, Bioestratigrafía y Paleontología de grandes reptiles (Dinosaurios). *Munibe* 37: 111-138.
- Aitken, J.D. (1967) Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomites, with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology* 37: 1163-1178.
- Albrich, S., Bernaus, J. M., Boix, C., Caus, E., Martín-Closas, C., Salas, R., Vicedo, V., Villalonga, R. (2006) Caracterización bioestratigráfica y paleoambiental del Cretácico Inferior (Berriasiense-Barremiense) Del Macizo De Garraf (Cadena Costera Catalana). *Revista Española de Micropaleontología* 38: 429-452
- Allen, J.R.L. (1984) *Sedimentary structures: their character and physical basis. (Unabridged one-volume edition)*. Elsevier, Amsterdam, 1256 pp.
- Allen, P. (1959) The Wealden environment: Anglo-Paris Basin. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B* 242: 283-346.
- Allen, P. (1981) Pursuit of Wealden models. *Journal of the Geological Society of London* 138: 375-405.
- Allen, P. (1998) Purbeck-Wealden (early Cretaceous) climates. *Proceedings of the Geologists' Association* 109: 197-236.
- Allen, J.R.L. (1999) Geological impacts on coastal wetland landscapes: some general effects of sediment autocompaction in the Holocene of northwest Europe. *The Holocene* 9: 1-12.
- Allen, J.P., Gastaldo, R.A. (2006) Sedimentology and taphonomy of the Early to Middle Devonian plant-bearing beds of the Trout Valley Formation, Maine. En: Greb, S.F., DiMichele, W.A. (eds) *Wetlands through time*. Geological Society of America Special Papers 399, pp. 57-78.
- Allwood, A.C., Walter, M.R., Kamber, B.S., Marshall, C.P., Burch, I.W. (2006) Stromatolite reef from the Early Archaean era of Australia. *Nature* 441: 714-718.
- Aloisi, G. (2008) The calcium carbonate saturation state in cyanobacterial mats throughout Earth's history. *Geochim. Cosmochim. Acta* 72: 6037-6060.
- Alonso, A., Mas, J.R. (1988a) El Jurásico Superior marino en el sector Demanda-Camerós (La Rioja- Soria). Programa y resúmenes de comunicaciones del *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España* (Logroño): 5-8.
- Alonso, A., Mas, J.R. (1988b) La transgresión aptiense al Sur del Moncayo (límite de las provincias de Soria y Zaragoza). Comunicaciones del *II Congreso Geológico de España* (Granada-España) 1: 11-14.
- Alonso, A., Mas, J.R. (1990) El Jurásico Superior marino en el sector Demanda-Camerós (La Rioja-Soria). *Cuadernos de Geología Ibérica* 14: 173-198.
- Alonso, A., Mas, J.R. (1993) Control tectónico e influencia del eustatismo en la sedimentación del Cretácico inferior de la cuenca de los Cameros. *Cuadernos de Geología Ibérica* 17: 285-310.
- Alonso, A., Mas, J.R., Meléndez, N. (1986-1987) Los arrecifes coralinos del Malm en la Sierra de los Cameros (La Rioja, España). *Acta Geologica Hispanica* 21-22: 296-306.
- Alonso, A., Aurell, M., Mas, J.R., Meléndez, A., Nieva, S. (1989) Estructuración de las plataformas del Jurásico superior de la zona de enlace entre la Cuenca Ibérica y el Estrecho de Soria. Comunicaciones del *XII Congreso Español de Sedimentología* (Bilbao-España): 175-178.
- Alonso, A., Floquet, M., Mas, R., Meléndez, A. (1993) Late Cretaceous Carbonate Platforms: Origin and Evolution. Iberian Range, Spain. En: Simó, T., Scott, R.W., Masse, J.P. (eds) *Cretaceous Carbonate Platforms*. AAPG Memoirs 56, pp. 297-316.
- Alonso-Azcárate, J. (1997) *Evolución de los filosilicatos y génesis de los yacimientos de pirita en la Cuenca de Cameros: su relación con las facies sedimentarias y el metamorfismo. Cretácico inferior, La Rioja-Soria*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 544 pp.
- Alonso-Azcárate, J., Barrenechea, J.F., Rodas, M., Mas, R. (1995a) Comparative study of the transition between very low grade metamorphism and low grade metamorphism in siliclastic and carbonate sediments. Early Cretaceous, Cameros Basin (North Spain). *Clay Minerals* 30: 407-419.
- Alonso-Azcárate, J., Rodas, M., Mas, R., Velasco, F. (1995b) Origen de las piritas de la Cuenca de Cameros, (La Rioja). *Geogaceta* 18: 180-183.
- Alonso-Azcárate, J., Rodas, M., Bottrell, S.H., Raiswell, R., Velasco, F., Mas, R. (1999a) Pathways and distances of fluid flow during low grade metamorphism: evidence from pyrite deposits of the Cameros Basin, Spain. *Journal of Metamorphic Geology* 17: 339-348.
- Alonso-Azcárate, J., Boyce, A.J., Bottrell, S.H., Macaulay, C., Rodas, M., Fallick, A.E., Mas, R. (1999b) Geochemical development and use of in situ laser sulfur isotope analysis for pyrite-anhydrite geothermometry: An example from the pyrite deposits of Cameros Basin, NE Spain. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63: 509-513.
- Alonso-Azcárate, J., Rodas, M., Barrenechea, J.F., Mas, J.R. (1999c) Factores que controlan la evolución de los parámetros cristaloquímicos y las asociaciones minerales en los sedimentos del Grupo Enciso (Cretácico inferior). Cuenca de Cameros. La Rioja (Norte de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 12: 439-451.
- Alonso-Azcárate, J., Rodas, M., Bottrell, S.H., Mas, J.R., Raiswell, R. (1999d) Estudio textural e isotópico de los sulfuros diseminados en los sedimentos de la Cuenca de Cameros (La Rioja, España). *Revista Sociedad Geológica de España* 12: 241-249.
- Alonso-Azcárate, J., Rodas, M., Fernández-Díaz, L., Bottrell, S.H., Mas, J.R., López-Andrés, S. (2001) Causes of variation in crystal morphology in metamorphogenic pyrite deposits of the Cameros Basin (N Spain). *Geological Journal* 36: 159-170.
- Alonso-Azcárate, J., Rodas, M., Bottrell, S.H., Mas, J.R. (2002) Los yacimientos de pirita de la Cuenca de Cameros. *Zubia* 14: 173-190.
- Alonso-Azcárate, J., Rodas, M., Barrenechea, J.F., Mas,

- J.R. (2005) Clay minerals as provenance indicators in continental lacustrine sequences: the Leza Formation, early Cretaceous, Cameros Basin, northern Spain. *Clay Minerals* 40: 79-92.
- Alonso-Gavilán, G., Armenteros, I., Carballeira, J., Corrochano, A., Huerta, P., Rodríguez, J.M. (2004) Cuenca del Duero. En: Vera, J.A. (ed) *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 550-556.
- Alonso-Zarza, A.M., Wright, V.P. (2010a) Calcretes. En: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (eds) *Carbonates in continental settings. Facies, environments and processes*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 61, pp. 225-267.
- Alonso-Zarza, A.M., Wright, V.P. (2010b) Palustrine carbonates. En: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (eds) *Carbonates in continental settings. Facies, environments and processes*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 61, pp. 103-131.
- Alonso-Zarza, A.M., Armenteros, I., Braga, J.C., Muñoz, A., Pujalte, V., Ramos, E., Aguirre, J., Alonso-Gavilán, G., Arenas, C., Baceta, J.I., Carballeira, J., Calfo, J.P., Corrochano, A., Fornós, J.J., González, A., Luzón, A., Martín, J.M., Pardo, G., Payros, A., Pérez, A., Pomar, L., Rodríguez, J.M., Villena, J. (2002) Tertiary. En: Gibbons, W., Moreno, T. (eds) *Geology of Spain*. The Geological Society, Londres, pp. 293-334.
- Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., Silva, P.G., Torres, T. (2004) Cuenca del Tajo. En: Vera, J.A. (ed) *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 556-562.
- Alonso-Zarza, A.M., Dorado-Valiño, M., Valdeolmillos-Rodríguez, A., Ruiz-Zapata, M.B. (2006) A recent analogue for palustrine carbonate environments: The Quaternary deposits of Las Tablas de Daimiel wetlands, Ciudad Real, Spain. En: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (eds) *Paleoenvironmental record and applications of calcretes and palustrine carbonates*. Geological Society of America Special Paper 416, pp. 153-168.
- Alonso-Zarza, A.M., Meléndez, A., Martín-García, R., Herrero, M.J., Martín-Pérez, A. (2012) Discriminating between tectonism and climate signatures in palustrine deposits: Lessons from the Miocene of the Teruel Graben, NE Spain. *Earth-Science Reviews* 113: 141-160.
- Altermann, W. (2008) Accretion, trapping and binding of sediment in Archean stromatolites – Morphological expression of the antiquity of life. *Space Science Reviews* 135: 55-79.
- Álvaro, M. (1987) La subsidencia tectónica en la Cordillera Ibérica durante el Mesozoico. *Geogaceta* 3: 34-37.
- Álvaro, M., Capote, R., Vegas, R. (1979) Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica* 14: 172-177.
- Amanieu, M., Ferraris, J., Guerloget, O. (1980) Organisation et évolution des peuplements des lagunes littorales. Application à la macrofaune benthique des étangs palvasiens. En: Barbault, R., Blandin, P., Meyer, J.A. (eds) *Recherches d'Écologie Théorique: Les Stratégies Adaptatives*. Maloine S.A., Paris, pp. 251-277.
- Anadón, P., Utrilla, R., Vázquez, A. (2000) Use of charophyte carbonates as proxy indicators of subtle hydrological and chemical changes in marl lakes: example from the Miocene Bicorn Basin, eastern Spain. *Sedimentary Geology* 133: 325-347.
- Anadón, P., Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Calvo, J.P., Ortí, F., Rosell, L., Sanz-Rubio, E. (2004) Cuencas de la Cordillera Ibérica. En: Vera, J.A. (ed) *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 562-569.
- Andres, M.S., Reid, R.P. (2006) Growth morphologies of modern marine stromatolites: A case study from Highborne Cay, Bahamas. *Sedimentary Geology* 185: 319-328.
- Andres, M.S., Sumner, D.Y., Reid, R.P., Swart, P.K. (2006). Isotopic fingerprints of microbial respiration in aragonite from Bahamian stromatolites. *Geology* 34: 973-976.
- Andrews, J.E. (1985) The sedimentary facies of a late Bathonian regressive episode: the Kilmaluag and Skudiburgh Formations of the Great Estuarine Group, Inner Hebrides, Scotland. *Journal of the Geological Society of London* 142: 1119-1137.
- Andrews, S.D., Trewin, N.H. (2014) Palaeoenvironmental significance of lacustrine stromatolite forms from the Middle Old Red Sandstone of the Orcadian Basin. *Geological Magazine* 151: 414-429.
- Angulo, A., Muñoz, A. (2013) Análisis de la periodicidad climática de baja frecuencia registrada en los sedimentos lacustres del Grupo Enciso (Cretácico Inferior de la cuenca de Cameros, La Rioja): Aplicaciones a la correlación y datación de la serie. *Boletín Geológico y Minero* 124: 203-219.
- Aqrabi, A.A.M. (1993) Implications of sea-level fluctuations, sedimentation and neotectonics for the evolution of the marshlands (Ahwar) of Southern Mesopotamia. En: Owen, L.A., Stewart, I., Vita-Finzi, C. (eds) *Neotectonics: Recent Advances*. Quaternary Research Association, Cambridge, Quaternary Proceedings 3, pp. 21-31.
- Aqrabi, A.A.M. (1994) Petrography and mineral content of sea-floor sediments of the Tigris-Euphrates delta, north-west Arabian Gulf, Iraq. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 38: 569-582.
- Aqrabi, A.A.M. (1995) Brackish-water and evaporitic Ca-Mg carbonates in the Holocene lacustrine/deltaic deposits of southern Mesopotamia. *Journal of the Geological Society* 152: 259-268.
- Aqrabi, A.A.M. (1997) The nature and preservation of organic matter in Holocene lacustrine/deltaic sediments of Lower Mesopotamia, SE Iraq. *Journal of Petroleum Geology* 20: 69-90.
- Aqrabi, A.A.M. (2001) Stratigraphic signatures of climatic change during the Holocene evolution of the Tigris-Euphrates delta, lower Mesopotamia. *Global and Planetary Change* 28: 267-283.
- Aqrabi, A.A.M., Evans, G. (1994) Sedimentation in the lakes and marshes (Ahwar) of the Tigris-Euphrates Delta, southern Mesopotamia. *Sedimentology* 41: 755-776.
- Aranegui Gascó, C., Ruiz Pérez, J.M., Carmona González, P. (2005) El humedal del puerto de Arse-Saguntum. *Estudio geomorfológico y sedimentológico*. SAGVNTVM Papeles del Laboratorio de Arqueología de Valencia 37: 153-163.
- Aránzazu, J.M. (1877) Apuntes para una descripción físico-geológica de las provincias de Burgos, Logroño, Soria y Guadalajara. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España* 4: 1-47.
- Arche, A., López-Gómez, J. (1996) Origin of the Permian-Triassic Iberian Basin, central-eastern Spain. *Tectonophysics*

- 266: 443-464.
- Aref, M.A.M. (1998) Holocene stromatolites and microbial laminites associated with lenticular gypsum in a marine-dominated environment, Ras El Shetan area, Gulf of Aqaba, Egypt. *Sedimentology* 45: 245-262.
- Arenas, C., Pomar, L. (2010) Microbial deposits in upper Miocene carbonates, Mallorca, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 297: 465-485.
- Arenas, C., Pardo, G. (1999) Latest Oligocene–Late Miocene lacustrine systems of the north-central part of the Ebro Basin (Spain): sedimentary facies model and palaeogeographic synthesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 151: 127-148.
- Arenas-Abad, C., Vázquez-Urbez, M., Pardo-Tirapu, G., Sancho-Marcén, C. (2010) Fluvial and associated carbonate deposits. En: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (eds) *Carbonates in continental settings. Facies, environments and processes*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 61, pp. 133-175.
- Arenas, C., Vázquez-Urbez, M., Auqué, L., Sancho, C., Osácar, C., Pardo, G. (2014) Intrinsic and extrinsic controls of spatial and temporal variations in modern fluvial tufa sedimentation: A thirteen-year record from a semi-arid environment. *Sedimentology* 61: 90-132.
- Arenas, C., Piñuela, L., García-Ramos, J.C. (en prensa) Climatic and tectonic controls on carbonate deposition in syn-rift siliciclastic fluvial systems: A case of microbialites and associated facies in the Late Jurassic. *Sedimentology*. doi: 10.1111/sed.12182
- Armenteros, I., Daley, B., García, E. (1997) Lacustrine and palustrine facies in the Bembridge Limestone (late Eocen, Hampshire Basin) of the Isle of Wight, southern England. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 128: 111-132.
- Armenteros, I., Edwards, N. (2012) Palaeogeographic, palaeoclimatic, palaeohydrological and chemical/biochemical controls on accumulation of late Eocene coastal lacustrine-palustrine limestones, Southern England. *Sedimentary Geology* 281: 101-118.
- Arnaud, H.M., Flood, P.G., Strasser, A. (1995) Resolution Guyot (Hole 866A, Mid-Pacific Mountains): Facies evolution and sequences stratigraphy. En: Winterer, E.L., Sager, W.W., Firth, J.V., Sinton, J.M. (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 143, pp. 133-159.
- Arnaud-Vanneau, A. (1980) Micropaléontologie, paléoécologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys: l'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). *Géologie Alpine, Mémoire* 10: 874 pp.
- Arnaud-Vanneau, A., Arnaud, H. (1990) Hauterivian to Lower Aptian carbonate shelf sedimentation and sequence stratigraphy in the Jura and northern Subalpine chains (southeastern France and Swiss Jura). *Spec. Pub. int. Ass. Sediment* 9: 203-233.
- Arnaud-Vanneau, A., Premoli Silva, I. (1995) Biostratigraphy and systematic description of benthic foraminifers from mid-Cretaceous shallow-water carbonate platform sediments at sites 878 and 879 (Mit and Takuyo-Daisan Guyots). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 144: 199-219.
- Arnaud-Vanneau, A., Sliter, W.V. (1995) Early Cretaceous shallow-water benthic foraminifers and fecal pellets from Leg 143 compared with coeval faunas from the Pacific Basin, Central America, and the Tethys. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 143: 537-564.
- Arp, G. (1995) Lacustrine bioherms, spring mounds, and marginal carbonates of the Ries-Impact-Crater (Miocene, Southern Germany). *Facies* 33: 35-90.
- Arp, G., Mennerich, C. (2008) Ostracod assemblages, palaeoenvironment and cyclicity of Purbeck-type sediments of the Munder Formation (Lower Cretaceous, Hils Syncline, N-Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 264: 230-249.
- Arp, G., Hofmann, J., Reitner, J. (1998) Microbial fabric formation in spring mounds ("Microbialites") of alkaline salt lakes in the Badain Jaran Sand Sea, PR China. *Palaios*, 13, 581-592.
- Arp, G., Reimer, A., Reitner, J. (2001) Photosynthesis-induced biofilm calcification and calcium concentrations in Phanerozoic oceans. *Science* 292: 1701-1704.
- Arribas, M.E. (1986) Petrología y análisis secuencial de los carbonatos lacustres del Paleógeno del sector N de la cuenca Terciaria del Tajo (Provincia de Guadalajara). *Cuadernos de Geología Ibérica* 10: 295-334.
- Arribas, J., Mas, R., Ochoa, M., Alonso, A. (2002) Composición y diagénesis del registro detrítico en el borde suroccidental de la Cuenca de Cameros. *Zubia* 14: 99-109.
- Arribas, J., Alonso, A., Mas, R., Tortosa, A., Rodas, M., Barrenechea, J.F., Alonso-Azcárate, J., Artigas, R. (2003) Sandstone petrography of continental depositional sequences of a intraplate rift basin: Western Cameros Basin (North Spain). *Journal of Sedimentary Research* 73: 309-327.
- Arribas, J., Ochoa, M., Mas, R., Arribas, M.E., González, L. (2007) Sandstone petrofacies in the Northwestern sector of the Iberian Basin. *Journal of Iberian Geology* 33: 191-206.
- Arribas, M.E., Mas, J.R., Arribas, J., Benito, M.I., Le Pera, E. (2009) Marine influence at the last rifting stages of a continental basin. The northernmost Cameros basin record (Early Cretaceous, north Spain). Abstracts of the 27th IAS Meeting of Sedimentology (Alghero-Italia): 434.
- Arribas, J., González-Acebrón, L., Omodeo-Salé, S., Mas, R. (2014) The influence of the provenance of arenite on its diagenesis in the Cameros Rift Basin (Spain). En: Scott, R.A., Smyth, H.R., Morton, A.C., Richardson, N. (eds) *Sediment Provenance Studies in hydrocarbon Exploration and Production*. Geological Society special Publications 386, pp. 63-73.
- Arthaud, F., Matte, P. (1975) Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Geometrie et essai de reconstitution des conditions de la deformation. *Tectonophysics* 25: 139-171.
- Arthaud, F., Matte, P. (1977) Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and Northern Africa: Result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin* 88: 1305-1320.
- Assens, J. (1971) Notas sobre el Jurásico de la zona de Cameros. *Cuadernos de Geología Ibérica* 2: 637-646.
- Atwater, B.F., Conard, S.G., Dowden, J.N., Hedet, C.W., MacDonald, R.L., Savage, W. (1979) History, landforms,

- and vegetation of the estuary's tidal marshes. En: Conomos, T.J. (ed) *San Francisco Bay: The Urbanized Estuary*. AAAS, San Francisco, pp. 347-385.
- Aurell, M., Meléndez, G., Bádenas, B. (2002) Jurassic. East Iberian basins. En: Gibbons, W., Moreno, T. (eds) *Geology of Spain*. The Geological Society, Londres, pp. 223-235.
- Awramik, S.M., Buchheim, H.P. (2009) A giant, Late Archean lake system: The Meentheena Member (Tumbiana Formation; Fortescue Group), Western Australia. *Precambrian Research* 174: 215-240.
- Awramik, S., Margulis, L. (1974) Definition of stromatolite. En: *Stromatolite Newsletter* 2 (inédito), p. 5.
- Awramik S.M., Riding, R. (1988) Role of algal eukaryotes in subtidal columnar stromatolite formation. *Proceedings of the National Academy of Science* 85: 1327-1329.
- Awramik, S., Margulis, L., Barghoorn, E.S. (1976) Evolutionary processes in the formation of stromatolites. En: Walter, M.R. (ed) *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 20, pp. 149-162.
- Azerêdo, A.C., Cabral, M.C. (2004) Bio-sedimentary signatures of high-frequency salinity/subaerial exposure changes: examples from the Oxfordian of Portugal (Cabaços Formation). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 110: 231-238.
- Azerêdo, A.C., Cabral, M.C., Ramalho, M.M., Pereira, R. (2002a) Overview of microfossil assemblages and palaeoecological signatures in the middle-upper Jurassic transitional successions from the Lusitanian Basin, Portugal. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro* 89: 155-178.
- Azerêdo, A.C., Wright, V.P., Ramalho, M.M. (2002b) The Middle-Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. *Sedimentology* 49: 1339-1370.
- Babel, M. (2007) Despositional environments of a salina-type evaporite basin recorded in the Badenian gypsum facies in the northern Carpathian Foredeep. En: Schreiber, B.C., Lugli, S., Babel, M. (eds) *Evaporites through space and time*. Geological Society Special Publications 285, pp. 107-142.
- Bachmann, M., Hirsch, F. (2006) Lower Cretaceous carbonate platform of the eastern Levant (Galilee and the Golan Heights): stratigraphy and second-order sea-level change. *Cretaceous Research* 27: 487-512.
- Bailey, L., Matthew, G.F. (1872) Preliminary report on the geology of New Brunswick. En: *Geological Survey of Canada*. Reports of Progress 1870-1871, pp. 15-57.
- Banerjee, D.M., Chopra, J. (1986) Morphometric analysis of Proterozoic stromatolites from India – Preliminary report on testing of a new technique. *Precambrian Research* 33: 265-282.
- Baldwin, A.H., Barendregt, A., Whigham, D. (2009) Tidal freshwater wetlands – An introduction to the ecosystem. En: Barendregt, A., Whigham, D., Baldwin, A. (eds) *Tidal Freshwater Wetlands*. Backhuys, Leiden, pp. 1-10.
- Baltzer, F., Purser, B.H. (1990) Modern alluvial fan and deltaic sedimentation in a foreland tectonic setting: the Lower Mesopotamian Plain and the Arabian Gulf. *Sedimentary Geology* 67: 175-197.
- Bao, R. Alonso, A., Delgado, C., Pagés, J.L. (2007) Identification of the main driving mechanisms in the evolution of a small coastal wetland (Traba, Galicia, NW Spain) since its origin 5700 cal yr BP. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 247: 296-312.
- Barendregt, A., Whigham, D., Baldwin, A. (eds) (2009) *Tidal Freshwater Wetlands*. Backhuys Publishers, Leiden, 320 pp.
- Barnard, P.L., Schoellhamer, D.H., Jaffe, B.E., McKee, L.J. (2013) Sediment transport in the San Francisco Bay Coastal System: An overview. *Marine Geology* 345: 3-17.
- Barnes, R.S.K. (1980) *Coastal Lagoons*. Cambridge, U.K., Cambridge University Press, 106 pp.
- Barrenechea, J.F. (1994) *Evolución de la mineralogía de arcillas en el tránsito diagénesis-metamorfismo de bajo grado en el Grupo Urbión (Cretácico Inferior) de la Cuenca de los Cameros (Soria-La Rioja)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 297 pp.
- Barrenechea, J.F., Rodas, M., Mas, J.R. (1995) Clay mineral variation associated to diagenesis and low grade metamorphism of early Cretaceous sediments in the Cameros Basin, Spain. *Clay Minerals* 30: 89-103.
- Barrenechea, J.F., Rodas, M., Frey, M., Alonso-Azcarate, J., Mas, J.R. (2000) Chlorite, Corrensite, and Chlorite-Mica in Late Jurassic Fluvio-Lacustrine sediments of the Cameros Basin of Northeastern Spain. *Clays and Clay Minerals* 48: 256-265.
- Barrenechea, J.F., Rodas, M., Frey, M., Alonso-Azcarate, J., Mas, J.R. (2001) Clay diagenesis and low-grade metamorphism of Tithonian and Berriasian sediments in the Cameros Basin (Spain). *Clay Minerals* 36: 325-333.
- Bastida, F. (2005) *Geología: una visión moderna de las ciencias de la Tierra. Vol. 1*. Trea, Gijón, 976 pp.
- Batchelor, M.T., Burne, R.V., Henry, B.I., Watt, S.D. (2000) Deterministic KPZ model for stromatolite laminae. *Physica A* 282: 123-136.
- Batten, D.J. (2002) Paleoenvironmental setting of the Purbeck Limestone Group of Dorset, southern England. En: Milner, A.R., Batten, D.J. (eds) *Life and Environments in Purbeck Times*. The Palaeontological Association, Special Papers in Palaeontology 68, pp. 13-20.
- Batzer, D.P., Sharitz, R.R. (eds) (2006) *Ecology of freshwater and estuarine wetlands*. University of California Press, 568 pp.
- Bell, R. (1870) Report on lakes Superior and Nipigon. En: *Geological Survey of Canada*, Reports of Progress 1866-1869, pp. 313-364.
- Bell, M., Neumann, H. (1997) Prehistoric intertidal archaeology and environments in the Severn Estuary, Wales. *World Archaeology* 29: 95-113.
- Benito, M.I. (2001) *Estudio comparativo de la evolución sedimentaria y diagénica de los litosomas carbonatados arrecifales (pre-rifting) de la Cuenca de Cameros. Kimmeridgiense. La Rioja - Soria*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 374 pp.
- Benito, M.I., Mas, R. (2002a) Evolución sedimentaria y diagénica de los complejos arrecifales Kimmeridgienses de la Cuenca de Cameros. La Rioja-Soria. *Zubía* 14: 121-142.
- Benito, M.I., Mas, R. (2002b) Evolución diagénica de los carbonatos arrecifales de la Formación Torrecilla en Cameros y de los carbonatos continentales suprayacentes (Kimmeridgiense inferior-Titónico) en el Sector de Soria. Cuenca de Cameros, N. España. *Journal of Iberian Geology* 28: 65-92.

- Benito, M.I., Mas, R. (2006) Sedimentary evolution of the Torrecilla Reef Complex in response to tectonically forced regression (Early Kimmeridgian, Northern Spain). *Sedimentary Geology* 183: 31-49.
- Benito, M.I., Lohmann, K.C., Mas, R. (2001) Discrimination of multiple episodes of meteoric diagenesis in a Kimmeridgian reefal complex, North Iberian Range, Spain. *Journal of Sedimentary Research* 71: 280-393.
- Benito, M.I., Lohmann, K.C., Mas, R. (2005) Late Jurassic paleogeography and paleoclimate in the northern Iberian Basin of Spain: constraints from diagenetic records in reefal and continental carbonates. *Journal of Sedimentary Research* 75: 82-96.
- Benito, M.I., Lohman, K.C., Mas, R. (2006) Micro-sized dolomite inclusions in ferroan calcite cements developed during burial diagenesis of Kimmeridgian reefs, Northern Iberian Basin, Spain. *Journal of Sedimentary Research* 76: 472-482.
- Bennett, C. (2008) A review of the Carboniferous colonization of non-marine environments by ostracods. *Senckenbergiana Lethaea* 88: 37-46.
- Bennett, C.E., Siveter, D.J., Davies, S.J., Williams, M., Wilkinson, I.P., Browne, M., Miller, C.G. (2012) Ostracodes from freshwater and brackish environments of the Carboniferous of the Midland Valley of Scotland: the early colonization of terrestrial water bodies. *Geological Magazine* 149: 366-396.
- Benvenuti, M., Martini, I.P. (2002) Analysis of terrestrial hyperconcentrated flows and their deposits. En: Martini, I.P., Baker, V.R., Garzón, G. (eds) *Flood and Megaflood Processes and Deposits: Recent and Ancient Examples*. International Association of Sedimentologists, Special Publication 32, pp. 167-193.
- Berástegui, X., Caus, E., Puig, C. (2002) Chapter 12 Cretaceous: Pyrenees. En: Gibbons, W., Montero M. T. (eds) *The Geology of Spain*. Geological Society, Londres, pp. 265-272.
- Berger, S., Kaever, M.J. (1992) Dasycladales. *An illustrated monograph of a fascinating algal order*. Georg Thieme Verlag, Stuttgart, 247 pp.
- Bermúdez-Rochas, D. D. (2009) Early Cretaceous sharks from the Cameros Basin (North of Spain). *8 International Symposium on the Cretaceous System* (Plymouth-Reino Unido): 161.
- Bermúdez-Rochas, D. D. (2012) An overview of the hyodont record of the Cameros Basin (northwest of Iberian Range, Spain). *60th Annual symposium of vertebrate palaeontology and comparative anatomy. 21st Symposium of palaeontological preparation and conservation* (Oxford-Reino Unido): 7.
- Bermúdez-Rochas, D.D., Delvene, G., Hernán, J. (2006) Estudio preliminar del contenido paleontológico del Grupo Urbión (Cretácico Inferior, Cuenca de Cameros, España): restos ictiológicos y malacológicos. *Boletín Geológico y Minero* 117: 561-536.
- Bermúdez-Rochas, Delvene, G., Ruiz-Omeñaca, J.I. (2013) Evidence of predation in Early Cretaceous unionoid bivalves from freshwater sediments in the Cameros Basin, Spain. *Lethaia* 46: 57-70.
- Bermúdez-Rochas, D.D., Poyato-Ariza, F.J. (en prensa) A new semionotiform actinopterygian fish from the Mesozoic of Spain and its phylogenetic implications. *Journal of Systematic Palaeontology*: DOI:10.1080/14772019.2014.881928
- Bernaus, J. M., Arnaud-Venneau, A., Caus, E. (2002) Stratigraphic distribution of Valanginian–Early Aptian shallow-water benthic foraminifera and algae, and depositional sequences of a carbonate platform in a tectonically-controlled basin: the Organyà Basin, Pyrenees, Spain. *Cretaceous Research* 23: 25-36.
- Bernaus, J.M., Arnaud-Vanneau, A., Caus, E. (2003) Carbonate platform sequences stratigraphy in a rapidly subsiding area: the Late Barremian–Early Aptian of the Organyà basin, Spanish Pyrenees. *Sedimentary Geology* 159: 177-201.
- Bertrand-Sarfati, J. (1972) *Stromatolites colonnaires du Précambrien supérieur du Sahara Nord-Occidental*. Centre de Recherches sur les Zones Arides, Géologie, 14. CNRS, Paris, 245 pp.
- Bertrand-Sarfati, J. (1976) An attempt to classify Late Precambrian stromatolite microstructures. En: Walter, M.R. (ed) *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 20, pp. 251-259.
- Bertrand-Sarfati, J. (1994) Siliciclastic-carbonate stromatolite domes, in the Early Carboniferous of the Ajjers Basin (Eastern Sahara, Algeria). En: Bertrand-Sarfati, J., Monty, C. (eds) *Phanerozoic Stromatolites II*. Kluwer, Dordrecht, pp. 395-419.
- Beuther, A. (1966) Geologische Untersuchungen in Wealden und Utrillas-Schichten im Westteil der Sierra de los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch* 44: 108-121.
- Bhattacharya, J.P. (2010) Deltas. En: James, N.P., Dalrymple, R.W. (eds) *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, pp. 233-264.
- Bird, E.C.F. (2008) *Coastal Geomorphology: an introduction*. Chichester, Wiley, 436 pp.
- Black, M. (1933) The algal sedimentation of Andros Island Bahamas. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences* 222: 165-192.
- Blair, T.C., McPherson, J.G. (1994) Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research* 64: 450-489.
- Blair, T.C., McPherson, J.G. (1999) Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research* 69: 6-19.
- Blair, T.C., McPherson, J.G. (2008) Quaternary sedimentology of the Rose Creek fan delta, Walker Lake, Nevada, USA, and implications to fan-delta facies model. *Sedimentology* 55: 579-615.
- Bohacs, K.M., Suter, J. (1997) Sequence stratigraphic distribution of coaly rocks; fundamental controls and paralic examples. *AAPG Bulletin* 81: 1612-1639.
- Boomer, I., Whatley, R., Bassi, D., Fugagnoli, A., Loriga, C. (2001) An Early Jurassic oligohaline ostracod assemblage within the marine carbonate platform sequence of the Venetian Prealps, NE Italy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 166: 331-344.
- Bosak, T., Knoll, A.H., Petroff, A.P. (2013) The meaning of stromatolites. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences* 41: 21-44.
- Bosence, D. W. J. (1998) Chapter A2: Stratigraphic and sedimentological models of rift basins. En: Purser, B. H.,

- Bosence, D. W. J. (eds) *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins. Red Sea and Gulf of Aden*. Chapman and Hall, London, pp. 9-25.
- Bosence, D. (2012) Carbonate-dominated marine rifts. En: Roberts, D.G., Bally, A.W. (eds) *Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins*. Elsevier, Amsterdam, pp. 105-130.
- Bourillot, R. (2009) *Evolution des plates-formes carbonatées pendant la crise de salinité messinienne: de la déformation des évaporites aux communautés microbialithiques (Sud-Est de l'Espagne)*. Tesis Doctoral, Universidad de Bourgogne, 384 pp. (Disponible online en: http://www.asf.epoc.u-bordeaux1.fr/theses/theses_Prix_Gubler_2011.html).
- Bourillot, R.; Vennin, E., Rouchy, J.M., Durlot, C., Rommevaux, V., Kolodka, C., Knap, F. (2010) Structure and evolution of a Messinian mixed carbonate-siliciclastic platform: the role of evaporites (Sorbas Basin, South-east Spain). *Sedimentology* 57: 477-512.
- Bover-Arnal, T., Strasser, A. (2013) Relative sea-level change, climate, and sequence boundaries: insights from the Kimmeridgian to Berriasian platform carbonates of Mount Salève (E France). *International Journal of Earth Sciences* 102: 493-515.
- Bover-Arnal, T., Moreno-Bedmar, J. A., Salas, R., Skelton, P. W., Bitzer, K., Gili, E. (2010) Sedimentary evolution of an Aptian syn-rift carbonate system (Maestrat Basin, E Spain): effects of accommodation and environmental change. *Geologica Acta* 8: 249-280.
- Bover-Arnal, T., Pascual-Cebrian, E., Skelton, P.W., Gili, E., Salas, R. (2015) Patterns in the distribution of Aptian rudists and corals within a sequence-stratigraphic framework (Maestrat Basin, E Spain). *Sedimentary Geology* 321: 86-104.
- Bowlin, E.M., Klaus, J.S., Foster, J.S., Andres, M.S., Custals, L., Reid, R.P. (2012) Environmental controls on microbial community cycling in modern marine stromatolites. *Sedimentary Geology* 263-264: 45-55.
- Braga, J.C., Martín, J.M. (2000) Subaqueous siliciclastic stromatolites: A case history from Late Miocene beach deposits in the Sorbas Basin of SE Spain. En: Riding, R.E., Awramik, S.M. (eds) *Microbial Sediments*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 226-232.
- Braga, J.C., Martín, J.M., Riding, R. (1995) Controls on microbial dome fabric development along a carbonate-siliciclastic shelf-basin transect, Miocene, SE Spain. *Palaios* 10: 347-361.
- Braissant, O., Cailleau, G., Dupraz, C., Verrecchia, E.P. (2003) Bacterially induced mineralization of calcium carbonate in terrestrial environments: the role of exopolysaccharides and amino acids. *J. Sed. Res.* 73: 485-490.
- Brenchley, P.J., Harper, D.A.T. (1998) *Palaeoecology: Ecosystems, environments and evolution*. Chapman & Hall, London, 402 pp.
- Brenner, P. (1976) Ostracoden und Charophyten des spanischen Wealden. *Palaeontographica A* 152: 113-201.
- Brenner, P., Wiedmann, J. (1975) Nuevas aportaciones al conocimiento del «Weald» Celtibérico Septentrional y sus relaciones paleogeográficas. *Actas del 1er. Symposium sobre el Cretácico de la Cordillera Ibérica* (Cuenca): 125-134.
- Brewster-Wingard, G.L., Ishman, S.E. (1999) Historical trends in salinity and substrate in central Florida Bay: A paleoecological reconstruction using modern analogue data. *Estuaries* 22: 369-383.
- Brinson, M.M. (2011) *Classification of wetlands*. En: LePage, B.A. (ed) *Wetlands*. Amsterdam, Springer, pp. 95-113.
- Britton, R.H., Podleski, V.D. (1981) Inventory and classification of the wetlands of the Camargue (France). *Aquatic Botany* 10: 195-228.
- Bromley, R.G. (1994) The palaeoecology of bioerosion. En: Donovan, S.K. (ed) *The Palaeobiology of Trace Fossils*. Wiley, Chichester, pp. 134-154.
- Brook, G.A., Railsback, L.B., Marais, E. (2011) Reassessment of carbonate ages by dating both carbonate and organic material from an Etosha Pan (Namibia) stromatolite: Evidence of humid phases during the last 20 ka. *Quatern. Int.* 229: 24-37.
- Browne, K.M. (2011) Modern marine stromatolitic structures: The sediment dilemma. En: Tewari, V.C., Seckbach, J. (eds) *Stromatolites: Interaction of microbes with sediments*. Springer, New York, pp. 291-312.
- Brückmann, F.E. (1721) *Specimen Physicum exhibens Historiam naturalem Oolithi*. Salomonis Schnorri, Helmestadii, 28 pp.
- Bryant, J.A., Stewart, N.F. (2002) Order Charales. En: John, D.M., Whitton, B.A., Brook, A.J. (eds) *The freshwater algal flora of the British Isles. An identification guide to freshwater and terrestrial algae*. Cambridge University Press, pp. 593-613.
- Buckwell, P., Sandoz, A., Chauvelon, P., Prosper-Laget, V. (1999) Étude et suivi d'un milieu aquatique temporaire endoréique méditerranéen: les Cerisières (tour du Valat, Camargue). *Méditerranée* 93: 19-26.
- Bucur, I.I., Sășăran E. (2005) Relationship between algae and environment: an Early Cretaceous case study, Trascău Mountains, Romania. *Facies* 51: 274-286.
- Buck, S.G. (1980) Stromatolite and ooid deposits within the fluvial and lacustrine sediments of the Precambrian Ventersdorp Supergroup of South Africa. *Precambrian Res.* 12: 311-330.
- Bulard, P.F. (1972) *Le Jurassique Moyen et Supérieur de la Chaîne Ibérique sur la bordure du bassin de l'Ebre (Espagne)*. Tesis Doctoral, Université de Nice, 2 vol., 702 pp.
- Bulard, P.F., Salomon, J., Thierry, J. (1973) Le substratum «Antéwealdien» dans la Sierra de Los Cameros (Espagne). *Essais de Paléogéologie. Comptes Rendus de la Académie des Sciences, Série D*, 276: 2493-2496.
- Burgess, P.M. (2006) The signal and the noise: Forward modeling of allocyclic and autocyclic processes influencing peritidal carbonate stacking patterns. *Journal of Sedimentary Research* 76: 962-977.
- Burgess, P.M. (2008) The nature of shallow-water carbonate lithofacies thickness distributions. *Geology* 36: 235-238.
- Burla, S., Heimhofer, U., Hochuli, P.A., Weissert, H., Skelton, P. (2008) Changes in sedimentary patterns of coastal and deep-sea successions from the North Atlantic (Portugal) linked to Early Cretaceous environmental change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 257: 38-57.
- Burne, R.V., Moore, L.S. (1987) Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. *Palaios* 2: 241-254.

- Burne, R.V., Moore, L.S. (1993) Microatoll microbialites of Lake Clifton, Western Australia: Morphological analogues of *Cryptozoon proliferum* HALL, the first formally-named stromatolite. *Facies* 29: 149-168.
- Burne, R.V., Eade, J.C., Paul, J. (2012) The natural history of oolites: Franz Ernst Brückmann's treatise of 1721 and its significance for the understanding of oolites. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften* 34: 93-114.
- Buscalioni, A.D., Fregenal-Martínez, M.A. (2010) A holistic approach to the palaeoecology of Las Hoyas *Konservat-Lagerstätte* (La Huérguina Formation, Lower Cretaceous, Iberian Ranges, Spain). *Journal of Iberian Geology* 36: 297-326.
- Cabral, M.C., Freitas, M.C., Andrade, C., Cruces, A. (2006) Coastal evolution and Holocene ostracods in Melides lagoon (SW Portugal). *Marine Micropaleontology* 60: 181-204.
- Calder, J.H., Gibling, M.R., Scott, A.C., Davies, S.J., Hebert, B.L. (2006) A fossil lycopsid forest succession in the classic Joggins section of Nova Scotia: Paleocology of a disturbance-prone Pennsylvanian wetland. En: Greb, S.F., DiMichele, W.A. (eds) *Wetlands through time*. Geological Society of America Special Paper 399, pp. 169-195.
- California Department of Water Resources (1995) *Sacramento-San Joaquín Delta Atlas*. California Department of Water Resources, Sacramento, 121 pp.
- Camoin, G., Casanova, J., Rouchy, J.M., Blanc-Valleron, M.M., Deconinck, J.F. (1997) Environmental control on perennial and ephemeral carbonate lakes: the central palaeo-Andean Basin of Bolivia during Late Cretaceous to early Tertiary times. *Sedimentary Geology* 113: 1-26.
- Canerot, J., Cugny, P., Pardo, G., Salas, R., Villena, J. (1982) Capítulo 6: Ibérica Central-Maestrazgo. En: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense de Madrid-Instituto de Geología Económica CSIC, Madrid, pp. 273-344.
- Cao, R. (1991) Origin and order of cyclic growth pattern in mat-ministromatolite bioherms from the Proterozoic Wumishan Formation, North China. *Precambrian Research* 52: 167-178.
- Capote, R. (1983a) La tectónica de la Cordillera Ibérica. En: Comba, J.A. (ed) *Libro Jubilar J.M. Ríos*. IGME, Madrid, Tomo II, pp. 108-120.
- Capote, R. (1983b) La fracturación subsecuente a la Orogenia Hercínica. En: Comba, J.A. (ed) *Libro Jubilar J.M. Ríos*. IGME, Madrid, Tomo II, pp. 17-25.
- Capote, R., Muñoz, J.A., Simón, J.L., Liesa, C.L., Arlegui, L.E. (2002) Alpine tectonics I: the Alpine system north of the Betic Cordillera. En: Gibbons, W., Moreno, T. (eds) *Geology of Spain*. The Geological Society, London, pp. 367-400.
- Carbonel, P. (1982) Les Ostracodes, traceurs des variations hydrologiques dans des systèmes de transition eaux douces - eaux sales. *Mémoires de la Société Géologique de France (Nouvelle Série)* 144: 117-128.
- Carević, I., Taherpour Khalil Abad, M., Ljubović-Obradović, D., Vaziri, S.H., Mirković, M., Aryaei, A.A., Stejić, P., Ashouri, A.R. (2013) Comparisons between the Ugonian platform carbonates from eastern Serbia (Carpatho-Balkanides) and northeast Iran (Kopet-Dagh Basin): Depositional facies, microfacies, biostratigraphy, palaeoenvironments and palaeoecology. *Cretaceous Research* 40: 110-130.
- Caro Calatayud, S., Pérez Gómez, A., Pérez-Lorente, F., Mata Campo, P. (1989) Contacto entre la Depresión del Ebro y la Cordillera Ibérica. Límite oriental de La Rioja (España). *Zubía* 7: 75-97.
- Carozzi, A. (1957) Contribution à l'étude des propriétés géométriques des oolites – L'Exemple du Grand Lac Salé, Utah, USA. *Bulletin de l'Institut National Genevois* 58: 1-52.
- Carras, N., Conrad, M. A., Radoicic, R., (2006) *Salpingoporella*, a common genus of Mesozoic Dasycladales (calcareous green algae). *Revue de Paléobiologie, Genève* 25: 457-517.
- Carrasco Castro, A. (2012) *Estratigrafía y sedimentología del registro asociado al comienzo del rifting finijurásico-eocretácico en el sector de Bigornia (NO Cordillera Ibérica; provincias de Soria-Zaragoza)*. Proyecto de Máster, Universidad Complutense de Madrid, 52 pp.
- Cartaya, S., Méndez, W., González, L. (2005) Geomorfología y sedimentología de los ambientes depositacionales recientes del complejo estuarino de los ríos Hueque y Cuararí, Estado Falcón, Venezuela. *Investigaciones Geográficas* 58: 7-33.
- Carter, R.W.G. (1988) Coastal environments. *An introduction to the physical, ecological and cultural systems of coastlines*. Academic Press, Londres, 617 pp.
- Casanovas, M.L., Santafé, J.V. (1971) Icnitas de reptiles mesozoicos en la provincia de Logroño. *Acta Geologica Hispanica* 6: 139-142.
- Casanovas, M. L., Ezquerro, R., Fernández, A., Pérez-Lorente, F., Santafé, J. V., (1990) Huellas de dinosaurio en Soto de Cameros (La Rioja, España). *Zubía* 8: 49-71.
- Casanovas, M.L., Ezquerro, R., Fernández, A., Pérez-Lorente, F., Santafé, J.V., Torcida, F. (1992) Un grupo de saurópodos en el yacimiento Soto 2. La Rioja (España). *Zubía* 10: 45-52.
- Casas-Sainz, A.M. (1990) *El frente norte de las sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, 382 pp.
- Casas-Sainz, A.M. (1992) El frente norte de las sierras de Cameros: estructuras cabalgantes y campo de esfuerzos. *Zubía, Monográfico* 4: 1-220.
- Casas-Sainz, A.M. (1993) Oblique tectonic inversion and basement thrusting in the Cameros Massif (Northern Spain). *Geodinamica Acta* 6: 202-216.
- Casas-Sainz, A.M., Gil-Imaz, A. (1994) Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja): Discusión. *Revista Sociedad Geológica de España* 7: 337-345.
- Casas-Sainz, A.M., Gil-Imaz, A. (1998) Extensional subsidence, contractional folding and thrust inversion of the eastern Cameros basin. Northern Spain. *Geologische Rundschau* 86: 802-818.
- Casas-Sainz, A.M., Simón-Gómez, J.L. (1992) Stress field and thrust kinematics: a model for the tectonic inversion of the Cameros Massif (Spain). *Journal of Structural Geology* 14: 521-530.
- Casas-Sainz, A.M., Cortés, A., Gil, A., Maestro, A., Muñoz, A., Pocoví, A., Martínez, B., Oliva, B., Liesa, C., Castillo, E., Pueyo, E., Millán, H., Simón, J.L., Arlegui, L., Aurell, M., Mata, M.P., Tena, S., Román, T. (1995): Estructura y

- evolución mesozoico-terciaria de las sierras de Cameros-Demanda (Cordillera Ibérica). *Guía de Campo, VII Reunión de la Comisión de Tectónica de la Sociedad Geológica de España* (Zaragoza), 113 pp.
- Casas-Sainz, A.M., Cortés-Gracia, A.L., Maestro-González, A. (2000) Intraplate deformation and basin formation during the Tertiary within the northern Iberian plate: Origin and evolution of the Almazán Basin. *Tectonics* 19: 258-289.
- Casas, A.M., Villalaín, J.J., Soto, R., Gil-Imaz, A., del Río, P., Fernández, G. (2009) Multidisciplinary approach to an extensional syncline model for the Mesozoic Cameros Basin (N Spain). *Tectonophysics* 470: 3-20.
- Casas, A.M., del Río, P., Mata, P., Villalaín, J., Barbero, L. (2012) Comment on González-Acebrón et al. Criteria for the recognition of localization and timing of multiple events of hydrothermal alteration in sandstones illustrated by petrographic, fluid inclusion, and isotopic analysis of the Tera Group, Northern Spain. *International Journal of Earth Sciences* 101: 2043-2048.
- Casquet, C., Galindo, C., González-Casado, J.M., Alonso, A., Mas, R., Rodas, M., Gracia, E., Barrenechea, J.F. (1992) El metamorfismo de la Cuenca de los Cameros. Geocronología e implicaciones tectónicas. *Geogaceta* 11: 22-25.
- Castanera, D., Vila, B., Razzolini, N.L., Santos, V.F., Pascual, C., Canudo, J.I. (2014) Sauropod trackways of the Iberian Peninsula: palaeoetological and palaeoenvironmental implications. *Journal of Iberian Geology* 40: 49-59.
- Chacón, E., Berrendero Gómez, E., Montejano, G., Malda Barrera, J.M., Sanchez-Ramos, M.A. (2011) Are cyanobacterial mats precursors of stromatolites? En: Tewari, V.C., Seckback, J. (eds) *Stromatolites: Interaction of microbes with sediments*. Cellular Origin, Life in Extreme Habitats and Astrobiology 18, Springer, Berlin, pp. 313-341.
- Chafetz, H.S. (1986) Marine peloids; a product of bacterially induced precipitation of calcite. *Journal of Sedimentary Petrology* 56: 812-817.
- Chafetz, H.S., Buczynski, C. (1992) Bacterially induced lithification of microbial mats. *Palaos* 7: 277-293.
- Charpentier, A., Grillas, P., Lescuyer, F., Coulet, E., Auby, I. (2005) Spatio-temporal dynamics of a *Zostera noltii* dominated community over a period of fluctuating salinity in a shallow lagoon, Southern France. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 64: 307-315.
- Chernicoff, S., Fox, H.A., Venkatakrishnan, R. (1997) *Essentials of Geology*. Worth, New York, 411 pp.
- Chivas, A.R., Torgersen, T., Polach, H.A. (1990) Growth rates and Holocene development of stromatolites from Shark Bay, Western Australia. *Australian Journal of Earth Sciences* 37: 113-121.
- Chmura, G.L., Aharon, P. (1995) Stable carbon isotope signatures of sedimentary carbón in coastal wetlands as indicators of salinity regime. *Journal of Coastal Research* 11: 124-135.
- Chow, N., George, A.D. (2004) Tepee-shaped agglutinated microbialites: an example from a Famennian carbonate platform on the Lennard Shelf, northern Canning Basin, Western Australia. *Sedimentology* 51: 253-265.
- Chudeau, R. (1896) *Contribution à l'étude géologique de la Vielle-Castille*. Tesis Doctoral, Facultad des Sciences de Paris, 92 pp.
- Cirujano, S., Cambra, J., Sánchez Castillo, P.M., Meco, A., Flor Arnau, N. (2008) *Flora Ibérica. Algas continentales. Carófitos (Characeae)*. Real Jardín Botánico, Madrid, 132 pp.
- Clemente, P. (1988) Sedimentos fluviolacustres en la base de la megasecuencia Hauteriviense superior-Aptiense, borde meridional de la Cuenca de Cameros, Provincia de Soria. *Geogaceta* 5: 19-21.
- Clemente, P. (1989) Sistemas aluviales en el Cretácico inferior de la Cuenca de los Cameros. Comunicaciones del *XII Congreso Español de Sedimentología* (Bilbao-España): 15-18.
- Clemente, P. (2010) Review of the Upper Jurassic-Lower Cretaceous Stratigraphy in Western Cameros basin, Northern Spain. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 23: 101-143.
- Clemente, P., Alonso, A. (1990) Estratigrafía y sedimentología de las facies continentales del Cretácico inferior en el borde meridional de la Cuenca de los Cameros. *Estudios Geológicos* 46: 257-276.
- Clemente, P., Pérez-Arlucea, M. (1993) Depositional architecture of the Cuerda del Pozo Formation, Lower Cretaceous of the extensional Cameros Basin, north-central Spain. *Journal of Sedimentary Petrology* 63: 437-452.
- Climent-Domenech, H., Martín-Closas, C., Salas, R. (2009) Charophyte-rich microfacies in the Barremian of the Eastern Iberian Chain (Spain). *Facies* 55: 387-400.
- Cloud, P.E. (1942) Notes on stromatolites. *American Journal of Science* 240: 363-379.
- Cole, R.D., Picard, M.D. (1978) Comparative mineralogy of nearshore and offshore lacustrine lithofacies, Parachute Creek Member of the Green River Formation, Piceance Creek Basin, Colorado, and eastern Uinta Basin, Utah. *Geol. Soc. Am. Bull.* 89: 1441-1454.
- Colquhoun, J.D. (1968) Coastal plains. En: Fairbridge, R.W. (ed) *Encyclopedia of Geomorphology*. Reinhold Book Corp., New York, pp. 144-150.
- Collier, R.E.L. (1990) Eustatic and tectonic controls upon Quaternary coastal sedimentation in the Corinth basin, Greece. *Journal of the Geological society of London* 147: 301-314.
- Collinson, J.D. (1969) The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: A deltaic complex in the Namurian of Northern England. *Journal of Sedimentary Petrology* 39: 194-221.
- Committee on Characterization of Wetlands (1995) *Wetlands. Characteristics and boundaries*. National Academy Press, Washington DC, 307 pp.
- Committee on Alluvial Fan Flooding (1996) *Alluvial Fan Flooding: Washington D.C.*, National Academy Press, 172 p.
- Conover, J.T. (1964) The ecology, seasonal periodicity, and distribution of benthic plants in some Texas lagoons. *Botanica Marina* 7: 4-41.
- Conrad, M.A., Peybernès, B., Radoičić, R. (1977) *Salpingoporella urladanasi*, n. sp., une Dasycladale du Crétacé inférieur d'Espagne et de Yougoslavie. *Géologie Méditerranéenne* 4: 73-82.

- Conrad, M.A., Varol, B. (1990) *Cylindroporella taurica*, n. sp. urges to review different patterns of calcification in the Mesozoic dasycladales (green algae). *Archives des sciences (Genève)* 43: 193-214.
- Conrad, M.E., Carras, N., Radoičić, R. (2008) Neural Nets used to differentiate a new species of *Salpingoporella* (Dasycladales, calcareous green algae) from the Urganian limestone in southeast France. *Italian Journal of Geosciences* 127: 265-273.
- Convención Ramsar (2006) Manual de la Convención de Ramsar. *Guía a la Convención sobre los Humedales*. 4ª edición en español. Disponible online en: [wttp://www.ramsar.org](http://www.ramsar.org)
- Convención Ramsar (2010) Ramsar Handbook 17 - Designating Ramsar Sites. *Strategic Framework and guidelines for the future development of the List of Wetlands of International Importance*. 4th edition. Disponible online en: <http://www.ramsar.org>
- Convención Ramsar (2013) The Ramsar Convention Manual. *A guide to the Convention on Wetlands*. 6th edition. Disponible online en: <http://www.ramsar.org>
- Corti, G., Philippon, M., Sani, F., Keir, D., Kidane, T. (2013) Re-orientation of the extension direction and pure extensional faulting at oblique rift margins: comparison between the Main Ethiopian Rift and laboratory experiments. *Terra Nova* 25: 396-404.
- Costa, J.E. (1988) Rheologic, geomorphic, and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows, and debris flows. En: Baker, V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C. (eds) *Flood Geomorphology*. Wiley, Nueva York, pp. 113-122.
- Cowardin, L.M., Carter, V., Golet, F.C., and LaRoe, E.T. (1979) *Classification of wetlands and deepwater habitats of the United States*. FWS/OBS-79/31. Washington, DC: U.S. Fish and Wildlife Service. Disponible online en: <http://www.npwr.usgs.gov/resource/wetlands/classwet/>
- Cross, N.E., Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (1998) The tectono-sedimentary evolution of a rift margin carbonate platform: Abu Shaar, Gulf of Suez, Egypt. En: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (eds) *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins. Red Sea and Gulf of Aden*. Chapman and Hall, Londres, pp. 271-295.
- Cuadrat, J.M. (1994) El Clima. En: *Geografía de La Rioja, Tomo 1: Geografía Física*. Caja Rioja, Logroño, pp. 129-163.
- Cundy, A.B., Kortekaas, S., Dewez, T., Stewart, I.S., Collins, P.E.F., Croudace, I.W., Maroukian, H., Papanastassiou, D., Gaki-Papanastassiou, P., Pavlopoulos, K., Dawson, A. (2000) Coastal wetlands as recorders of earthquake subsidence in the Aegean: a case study of the 1894 Gulf of Atalanti earthquakes, central Greece. *Marine Geology* 170: 3-26.
- Cvetko Tešović, B., Glumac, B., Bucković, D. (2011) Integrated biostratigraphy and carbon isotope stratigraphy of the Lower Cretaceous (Barremian to Albian) Adriatic-Dinaridic carbonate platform deposits in Istria, Croatia. *Cretaceous Research* 32: 301-324.
- Dabrio, C.J., Polo, M.D. (1991) Fan-delta slope deposits and sequences in the Murcia-Carrascoy Basin (Late Neogene, S.E. Spain). *Cuadernos de Geología Ibérica* 15: 49-71.
- Daley, B. (1972) Macroinvertebrate assemblages from the Bembridge Marls (Oligocene of the Isle of Wight, England, and their environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 11: 11-32.
- Dalrymple, D.W. (1965) *Calcium carbonate deposition associated with blue-green algal mats, Baffin Bay, Texas*. Institute of Marine Science Publication 10, p. 187-200.
- Dalrymple, R.W. (2010) Interpreting sedimentary successions: Facies, facies analysis and facies models. En: James, N.P., Dalrymple, R.W. (eds) *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, pp. 3-18.
- Dalrymple, R.W. (2010) Tidal depositional systems. En: James, N.P., Dalrymple, R.W. (eds) *Facies Models 4*. Geological Association of Canada, pp. 201-231.
- Dalrymple R.W., Choi, K. (2007) Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequences-stratigraphic interpretation. *Earth-Sci. Rev.* 81: 135-174.
- Darmoian, S.A., Lindqvist, K. (1988) Sediments in the estuarine environment of the Tigris/Euphrates delta; Iraq; Arabian Gulf. *Geological Journal* 23: 15-37.
- Dashtgard, S.E., Venditti, J.G., Hill, P.R., Sisulak, C.F., Johnson, S.M., La Croix, A.D. (2012) Sedimentation across the tidal-fluvial transition in the Lower Fraser River, Canada. *The Sed. Record* 10: 4-9.
- Davidson-Arnott, R. (2010) *Introduction to coastal processes and geomorphology*. Cambridge, U.K., Cambridge University Press, 442 pp.
- Davis, R.A. (1968) Algal stromatolites composed of quartz sandstone. *Journal of Geology* 74: 908-923.
- Davies, S.J., Gibling, M.R., Rygel, M.C., Calder, J.H., Skilliter, D.M. (2005) The Pennsylvanian Joggins Formation of Nova Scotia: sedimentological log and stratigraphic framework of the historic fossil cliffs. *Atlantic Geology* 41: 115-142.
- De Benedictis, D., Bosence, D., Waltham, D. (2007) Tectonic control on peritidal carbonate parasequence formation: an investigation using forward tectono-stratigraphic modelling. *Sedimentology* 54: 587-605.
- de Castro, P. (1997) *Introduzione allo studio in sezione sottile delle dasicladali fossili. (An approach to thin-section study of fossil dasycladales)*. Quaderni dell'Accademia Pontaniana 22, 261 pp.
- DeCelles, P.G., Gray, M.B., Ridgway, K.D., Cole, R.B., Pivnik, D.A., Pequera, N., Srivastava, P. (1991) Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology* 38: 567-590.
- Decho, A.W., Visscher, P.T., Reid, P.T. (2005) Production and cycling of natural microbial exopolymers (EPS) within a marine stromatolite. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 219: 71-86.
- de Gibert, J.M., Domènech, R., Martinell, J. (2012) Rocky shorelines. En: Knaust, D., Bromley, R.G. (eds) *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 64, pp. 441-462.
- Decho, A.W. (2011) Extracellular Polymeric Substances (EPS). En: Reitner, J., Thiel, V. (eds) *Encyclopedia of Geobiology*. Springer, Berlin, pp. 359-362.
- Del Río, P. (2009) *Historia termal del sector oriental de la Sierra*

- de Cameros: restricciones a partir del análisis de huellas de fisión y otras herramientas geocronológicas (U-Pb SHRIMP y (U-Th)/He). Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza, 239 pp.
- Del Río, P., Barbero, L., Mata, P., Fanning, C.M. (2009) Timing of diagenesis and very low-grade metamorphism in the eastern sector of the Sierra de Cameros (Iberian Range, Spain) a U-Pb SHRIMP study on monazite. *Terra Nova* 21: 438-445.
- Del Río, P., Casas, A., Villalán, J.J., Mochales, T., Soto, R., Oliva-Urcia, B. (2013) Interpretation of gravimetric and magnetic anomalies in the Cameros Basin (North Spain): combination of deep and shallow sources. *Studia Geophysica et Geodaetica* 57: 442-459.
- Delvene, G. (2005) El material tipo de la especie de "Unio" (Bivalvia) del Cretácico Inferior del Museo Geominero (IGME, Madrid). *Boletín Geológico y Minero* 116: 167-172.
- Delvene, G., Araujo, R. (2009a) Early Cretaceous non-marine bivalves from the Cameros and Basque-Cantabrian basins of Spain. *Journal of Iberian Geology* 35: 19-34.
- Delvene, G., Araujo, R. (2009b) *Protopleurobema*: a new genus of freshwater bivalve from the Lower Cretaceous of the Cameros basin (NW Spain). *Journal of Iberian Geology* 35: 169-178.
- Delvene, G., Munt, M. (2011) New Trigonoioidoidea (Bivalvia; Unionoidea) from the Early Cretaceous of Spain. *Palaeontology* 54: 631-638.
- Delvene, G., Munt, M. (2013) Gastropods from the Lower Cretaceous at the Cameros Basin (La Rioja, Spain). Abstracts del V Congreso del Cretácico de España (Guadalajara-España), pp. 53-54.
- Demicco, R.V. (1983) Wavy and lenticular-bedded carbonate ribbon rocks of the Upper Cambrian Conococheague Limestone, Central Appalachians. *J. Sed. Res.* 53: 1121-1132.
- Demicco, R.V. (1985) Platform and off-platform carbonates of the Upper Cambrian of western Maryland, U.S.A. *Sedimentology* 32: 1-22.
- Demicco, R.V., Hardie, L.A. (1994) *Sedimentary Structures and Early Diagenetic Features of Shallow Marine Carbonate Deposits*. SEPM Atlas Series 1, 265 pp.
- Depape, G. (1953) Sur une flore wealdienne d'Espagne (Ortigosa de Cameros). *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences* 236: 732-734.
- Depape, G., Doubinger, J. (1956) La flore wealdienne d'Ortigosa. *Anales de la Escuela Técnica de Peritos Agrícolas y de Especialidades Agropecuarias y de los Servicios Técnicos de Agricultura de Barcelona* 14: 17-76.
- De Vicente, G., Vegas, R. (2009) Large-scale distributed deformation controlled topography along the western Africa-Eurasia limit: Tectonic constraints. *Tectonophysics* 474: 124-143.
- De Vicente, G., Vegas, R., Casas, A. (2004) Estructura y evolución alpina de la Cadena Ibérica. En: Vera, J.A. (ed) *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 525-527.
- De Vicente, G., Muñoz Martín, A., Guimerà, J., Vegas, R., Cloetingh, S. (eds) (2004) Estructura alpina del Antepaís Ibérico. En: Vera, J.A. (ed) *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 587-634.
- De Vicente, G., Vegas, R., Muñoz-Martín, Van Wees, J.D., Casas-Sáinz, A., Sopena, A., Sánchez-Moya, Y., Arche, A., López-Gómez, J., Olaiz, A., Fernández-Lozano, J. (2009) Oblique strain partitioning and transpression on an inverted rift: The Castilian Branch of the Iberian Chain. *Tectonophysics* 470: 224-242.
- Díaz Martínez, E. (1988) El Cretácico inferior del sector de Jubera (Norte de la Sierra de los Cameros, la Rioja): Relación entre tectónica y sedimentación. *Comunicaciones del II Congreso Geológico de España* (Granada-España) 1: 67-70.
- Díaz-Molina, M. (1993) Geometry and lateral accretion patterns in meander loops: examples from the Upper Oligocene-Lower Miocene, Loranca Basin, Spain. En: Marzo, M., Puigdefábregas, C. (eds) *Alluvial Sedimentation*. IAS Special Publications 17, pp. 115-131.
- Dickson, J.A.D. (1966) Carbonate identification and genesis as revealed by staining. *Journal of Sedimentary Petrology* 36: 491-505.
- Diedrich, C. (2011) Upper Jurassic tidal flat megatracksites of Germany - coastal dinosaur migration highways between European islands, and a review of the dinosaur footprints. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments* 91: 129-155.
- Díez-Canseco, D., Arz, J.A., Benito, M.I., Díaz-Molina, M., Arenillas, I. (2014) Tidal influence in redbeds: a palaeoenvironmental and biochronostratigraphic reconstruction of the Lower Tremp Fm (South-Central Pyrenees Spain) around the Cretaceous/Paleogene boundary. *Sedimentary Geology* 312: 31-49.
- Dill, R.F., Shinn, E.A., Jones, A.T., Kelly, K., Steinen, R.P. (1986) Giant subtidal stromatolites forming in normal salinity waters. *Nature* 324: 55-58.
- DiMichele, W.A., Tabor, N.J., Chaney, D.S., Nelson, W.J. (2006) From wetlands to wet spots: environmental tracking and the fate of Carboniferous elements in Early Permian tropical floras. En: Greb, S.F., DiMichele, W.A. (eds) *Wetlands through Time*. Geological Society of America, Special Paper 399, p. 223-248.
- Dini, M., Tunis, G., Venturini, S. (1998) Continental, brackish and marine carbonates from the Lower Cretaceous of Kolone-Barbariga (Istria, Croatia): stratigraphy, sedimentology and geochemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 140: 245-269.
- Doblas, M. (1991) Late hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia. *Tectonophysics* 191: 325-334.
- Doblas, M., López-Ruiz, J., Oyarzun, R., Mahecha, V., Sánchez Moya, Y., Hoyos, M., Cebriá, J.M., Capote, R., Hernández Enrile, J.L., Lillo, J., Lunar, R., Ramos, A., Sopena, A. (1994) Extensional tectonics in the central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition. *Tectonophysics* 238: 95-116.
- Doemel, W.N., Brock, T.D. (1974) Bacterial stromatolites: Origin of lamination. *Science* 184: 1083-1085.
- Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodríguez, A., Ruiz Zapata, B., Gil García, M.J., de Bustamante Gutiérrez, I. (2002) Climatic changes since the Late-Glacial/Holocene transition in La Mancha Plain (South-central Iberian Peninsula, Spain) and their incidence on Las Tablas de Daimiel marshlands. *Quaternary International* 93-94: 73-84.
- Doublet, S. (2004) *Contrôles tectonique et climatique de l'enregistrement stratigraphique dans un bassin continental*

- de rift: *Le Bassin de Cameros (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur) provinces de Soria-La Rioja, Espagne*). Tesis doctoral, Université de Bourgogne, 465 pp.
- Doublet, S., García, J.P. (2004) The significance of dropstones in a tropical lacustrine setting, eastern Cameros Basin (Late Jurassic-Early Cretaceous, Spain). *Sedimentary Geology* 163: 293-309.
- Doublet, S., García, J.P., Guiraud, M., Ménard, A. (2003) Wave-dominated siliciclastic and carbonate sedimentation in a Lower Cretaceous lake (Cameros basin, northern Spain). *Journal of Iberian Geology* 29: 11-30.
- Draganits, E., Noffke, N. (2004) Siliciclastic stromatolites and other microbially induced sedimentary structures in an Early Devonian barrier-island environment (Muth Formation, NW Himalayas). *Journal of Sedimentary Research* 74: 191-202.
- Dragastan, O. (1982) Lower Cretaceous marine algae and calpionellidae from Candas (San Pedro)-Asturias Province (Spain). *Cuadernos de Geología Ibérica* 3: 125-143.
- Dragastan, O. (1985) Review of Tethyan Mesozoic algae of Romania. En: Toomey, D.F., Nitecki, M.H. (eds) *Paleoalgology: contemporary research and applications*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 101-161.
- Dravis, J.J. (1983) Hardened subtidal stromatolites, Bahamas. *Science* 219: 385-386.
- Dromart, G., Gaillard, C., Jansa, L.F. (1994) Deep-marine microbial structures in the Upper Jurassic of Western Tethys. En: Bertrand-Sarfati, J., Monty, C. (eds) *Phanerozoic stromatolites II*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 295-318.
- Duff, P.M.C.L.D., Walton, E.K. (1962) Statistical basis for cyclothems: A quantitative study of the sedimentary succession in the East Pennine coalfield. *Sedimentology* 1: 2358-255.
- Dulau, N., Trauth, N. (1982) Étude des dépôts superficiels des marais salants de Salin de Giraud. Relation avec le soubassement, minéralogie et dynamique sédimentaire. *Géologie Méditerranéenne* IX, 4: 501-520.
- Dunagan, S. (2007) Recognition of Late Jurassic carbonate wetlands and lakes from the Morrison Formation (Colorado). *2007 GSA Annual Meeting*, Paper no. 225-15.
- Dunagan, S.P., Turner, C.E. (2004) Regional paleohydrologic and paleoclimatic settings of wetland/lacustrine depositional systems in the Morrison Formation (Upper Jurassic), Western Interior, USA. *Sedimentary Geology* 167: 269-296.
- Dunham, R.J. (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. En: Ham, W.E. (ed) *Classification of Carbonate Rocks*. AAPG Memoir 1, pp. 108-121.
- Dupraz, C., Strasser, A. (1999) Microbialites and micro-encrusters in shallow coral bioherms (middle to late Oxfordian, Swiss Jura Mountains). *Facies* 40: 101-130.
- Dupraz, C., Visscher, P.T., Baumgartner, L.K., Reid, R.P. (2004) Microbe-mineral interactions: early carbonate precipitation in a hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas). *Sedimentology* 51: 745-765.
- Dupraz, C., Pattisina, R., Verrecchia, E.P. (2006) Translation of energy into morphology: simulation of stromatolite morphospace using a stochastic model. *Sedimentary Geology* 185: 185-203.
- Dupraz, C., Reid, R.P., Braissant, O., Decho, A.W., Norman, R.S., Visscher, P.T. (2009) Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. *Earth-Science Reviews* 96: 141-162.
- Dupraz, C., Reid, R.P., Visscher, P.T. (2011) Modern microbialites. En: Reitner, J., Thiel, V. (eds) *Encyclopedia of Geobiology*. Springer, Berlin, pp. 617-635.
- Dupraz, C., Fowler, A., Tobias, C., Visscher, P.T. (2013) Stromatolitic knobs in Storr's Lake (San Salvador, Bahamas): a model system for formation and alteration of laminae. *Geobiology* 11: 527-548.
- Eagan K.E., Liddell, W.D. (1997) Stromatolite biostromes as bioevent horizons: An example from the Middle Cambrian Ute Formation of the Eastern Great Basin. En: Brett, E.C., Baird, G.C. (eds) *Paleontological events. Stratigraphic, ecological, and evolutionary implications*. Columbia University Press, New York, pp. 285-308.
- Egozque y Cia, J. (1875) Nota acerca de la constitución geognóstica del suelo de Arnedillo y explicación de un accidente, que se supuso volcánico, ocurrido en los días 1 y 2 de abril de 1875. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España* 2: 241-268.
- Ehrlich, H.L. (1998) Geomicrobiology: its significance for geology. *Earth-Sci. Rev.* 45: 45-60.
- Elder, W.P. (2013) Bedrock geology of the San Francisco Bay Area: A local sediment source for bay and coastal systems. *Marine Geology* 345: 18-30.
- Embry, A.F. Klován, J.E. (1971) A late Devonian reef tract on northeastern Bank Island, Northwest Territories. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 19: 730-781.
- Embry, J.C., Vennin, E., van Buchem, F.S.P., Schroeder, R., Pierre, C., Aurell, M. (2010) Sequence stratigraphy and carbon isotope stratigraphy of an Aptian mixed carbonate-siliciclastic platform to basin transition (Galve sub-basin, NE Spain). En: van Buchem, F.S.P., Gerdes, K.P., Esteban, M. (eds) *Mesozoic and Cenozoic Carbonate Systems of the Mediterranean and the Middle East: Stratigraphic and diagenetic Reference Models*. Geological Society, London, Special publications 329: 113-143.
- Esnaola Gómez, J.M., Jerez Mir, L. (1971) Resumen sobre la estructura del borde mesozoico meridional del valle del Ebro en la provincia de Logroño. *Comunicaciones del I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica (Madrid-Lisboa)*: 161-162.
- Esteban, M., Klappa, C.F. (1983) Subaerial exposure environment. En: Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (eds) *Carbonate Depositional Environments*. Tulsa, AAPG Memoir 33, pp. 1-54.
- Evans, G. (1970) Coastal and nearshore sedimentation: A comparison of clastic and carbonate deposition. *Proceedings of the Geologists' Association* 81: 493-508.
- Ezquerro del Bayo, J. (1836) Das Becken des Duero. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde* 1836: 188-193.
- Ezquerro del Bayo, J. (1841) Observaciones geognósticas y mineras sobre la Sierra de Moncayo. *Anales de Minas* 2: 71-92.
- Ezquerro del Bayo, J. (1851) *Geognostische Übersichtskarte von Spanien*. Schweizer Verlag, Stuttgart, 29 pp.
- Faci, E., Castiella, J., del Valle, J., García, A., Díaz, A., Salvany, J.M., Cabra, P., Ramírez del Pozo, J., Meléndez, A. (1997)

- Mapa geológico de Navarra 1:20.0000*. Gobierno de Navarra, Pamplona, 142 pp.
- Fagerstrom, J.A. (1964) Fossil communities in Paleoecology: their recognition and significance. *Geological Society of America Bulletin* 75: 1197-1216.
- Fairchild, I.J. (1991) Origins of carbonate in Neoproterozoic stromatolites and the identification of modern analogues. *Precambrian Research* 53: 281-299.
- Fairchild, I., Hendry, G., Quest, M., Tucker, M. (1988) Chemical analysis of sedimentary rocks. En: Tucker, M. (ed) *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 274-354.
- Feist, M., Génot, P., Grambast-Fessard, N. (2003) Ancient Dasycladales and Charophyta: convergences and differences, with special attention to *Munieria baconica*. *Phycologia* 42: 123-132.
- Feist, M., Grambast-Fessard, N., Guerlesquin, M., Karol, K., Huinan, L., McCourt, R.M., Qifei, W., Shenzen, Z. (2005) *Treatise on Invertebrate Paleontology. Part B: Protoctista 1. Volume 1: Charophyta*. The Geological Society of America & The University of Kansas, 170 pp.
- Feldmann, M. (1995) *Controls on stromatolite formation: A comparative study of modern stromatolites from the Bahamas with Messinian examples from southeast Spain*. Tesis Doctoral, ETH Zürich, Switzerland.
- Feldmann, M. (1997) Stromatolitic laminae formation and carbonate precipitation associated with microbial mats from modern Bahamian environments. En: Neuweiler, F., Reitner, J., Monty, C. (eds) *Biosedimentology of microbial buildups*. Facies 36, pp. 200-203.
- Feldmann, M., McKenzie, J.A. (1998) Stromatolite-Thrombolite associations in a modern environment: Lee Stocking Island, Bahamas. *Palaios* 13: 201-212.
- Fendler, E., Soulié-Märsche, I. (1989) The "Cardium"-Charophyte association and its palaeoecological significance. *Premier Colloque International sur les Charophytes actuelles et fossils*. Montpellier 4-8 julio 1989. Libro de resúmenes, p. 20.
- Fernández, L.P., Águeda, J.A., Colmenero, J.R., Salvador, C.I., Barba, P. (1988) A coal-bearing fan-delta complex in the Westphalian D of the Central Coal Basin, Cantabrian Mountains northwestern Spain: implications for the recognition of humid-type fan deltas. En: Nemec, W., Steel, R.J. (eds) *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. Blackie and Son, Londres, pp. 286-302.
- Fernández Aldana, R. (1994) La vegetación. En: *Geografía de La Rioja, Tómo 1: Geografía Física*. Caja Rioja, Logroño, pp. 165-190.
- Fernández Díaz, P. (2012) *Análisis sedimentológico, procedencia y diagénesis de la Fm Escucha (Cretácico inferior, norte de la cuenca de Cameros)*. Proyecto de Máster, Universidad Complutense de Madrid, 50 pp.
- Fisher, R.V. (1971) Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits. *Journal of Sedimentary Petrology* 41: 916-927.
- Fisher, J.A., Krapf, C.B.E., Lang, S.C., Nichols, G.J., Payenberg, T.H.D. (2008) Sedimentology and architecture of the Douglas Creek terminal splay, Lake Eyre, central Australia. *Sedimentology* 55: 1915-1930.
- Fitterman, D.V., Deszcz-Pan, M. (1999) Geophysical mapping of saltwater intrusion in Everglades National Park. Proceedings of the 3rd International Symposium on Ecohydraulics, 12-16 Julio 1999, Salt Lake City, Utah. Disponible online en: <http://sofia.usgs.gov/publications/papers/geophysmap/>
- Fitterman, D.V., Deszcz-Pan, M. (2004) Characterization of saltwater intrusion in south Florida using electromagnetic geophysical methods. Proceedings of the 18th Salt Water Intrusion Meeting, 31 May-3 June 2004 (Cartagena-España). Disponible online en: http://sofia.usgs.gov/publications/papers/sw_intrusion_sfl/
- Fitzgerald, G.P. (1969) Some factors in the competition or antagonism among bacteria, algae and aquatic weeds. *Journal of Phycology* 5: 351-359.
- Flaig, P.P.; Fiorillo, A.R., McCarthy, P.J. (2014) Dinosaur-bearing hyperconcentrated flows of Cretaceous Arctic Alaska: Recurring catastrophic event beds on a distal paleopolar coastal plain. *Palaios* 29: 594-611.
- Flaux, C., El-Assal, M., Marriner, N., Morhange, C., Rouchy, J.M., Soulié-Märsche, I., Torab, M. (2012) Environmental changes in the Maryut lagoon (northwestern Nile delta) during the last ~2000 years. *Journal of Archaeological Science* 39: 3493-3504.
- Folk, R.L. (1954) The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. *Journal of Geology* 62: 344-359.
- Fontana, S.L., Ballent, S. (2005) A new giant cyprid ostracod (Crustacea) from shothern Buenos Aires Province, Argentina. *Hydrobiologia* 533: 187-197.
- Fourqurean, J.W., Robblee, M.B. (1999) Florida Bay: A history of recent ecological changes. *Estuaries* 22: 345-357.
- Foster, J.S., Green, S.J., Ahrendt, S.R., Golubic, S., Reid, R.P., Hetherington, K.L. and Bebout, L. (2009) Molecular and morphological characterization of cyanobacterial diversity in the stromatolites of Highborne Cay, Bahamas. *The ISME Journal* 3: 573-587.
- Fraley, C., Raftery, A.E., Murphy, T.B., Scrucca, L. (2012) *mclust Version 4 for R: normal mixture modelling for model-based clustering, classification, and density estimation*. Technical Report 597. Department of Statistics, University of Washington. Online: www.stat.washington.edu/research/reports/2012/tr597.pdf
- Frazier, D.E. (1974) *Depositional-Episodes: Their relationship to the Quaternary Stratigraphic Framework in the Northwestern Portion of the Gulf Basin*. Texas Bureau of Economic Geology, Geological Circular 74-1, 28 pp.
- Fregenal-Martínez, M.A., Meléndez, N. (1994) Sedimentological analysis of the Lower Cretaceous lithographic limestones of the "Las Hoyas" fossil site (Serranía de Cuenca, Iberian Range, Spain). *Geobios* 16: 185-193.
- Fregenal Martínez, M.A., Meléndez, N. (2010) Lagos y sistemas lacustres. En: Arche, A. (ed) *Sedimentología. Del proceso físico a la cuenca sedimentaria*. CSIC, Madrid. pp. 299-396.
- Frey, R.W., Basan, P.B. (1978) Coastal salt marshes. En: Richard A. Davis, Jr. (ed) *Coastal Sedimentary Environments*. Springer-Verlag, Nueva York, pp. 101-169.
- Freytet, P. (1973) Petrography and paleo-environment of continental carbonate deposits with particular reference to the Upper Cretaceous and Lower Eocene of Languedoc

- (Southern France). *Sedimentary Geology* 10: 25-60.
- Freytet, P. (2000) Distribution and palaeoecology of non marine algae and stromatolites: II, the Limagne of Allier Oligo-Miocene lake (central France). *Annales de Paléontologie* 86: 3-57.
- Freytet, P., Plaziat, J.C. (1965) Importance des constructions algaires dues à des Cyanophycées dans les formations continentales du Crétacé supérieur et de l'Eocène du Languedoc. *Bulletin de la Société Géologique de France* 7: 679-694.
- Freytet, P., Plaziat, J.C. (1972) Les constructions algaires continentales stromatolitiques. Exemples pris dans le Crétacé supérieur et le Tertiaire de France et d'Espagne du Nord. *24th International Geological Congress, Section 7 Paleontology*, pp. 524-534.
- Freytet, P., Plet, A. (1996) Modern freshwater microbial carbonates: the *Phormidium* stromatolites (tufa-travertine) of Southeastern Burgundy (Paris Basin, France). *Facies* 34: 219-238.
- Freytet, P., Verrecchia, E.P. (1998) Freshwater organisms that build stromatolites: a synopsis of biocrystallization by prokaryotic and eukaryotic algae. *Sedimentology* 45: 535-563.
- Freytet, P., Verrecchia, E. P. (2002) Lacustrine and palustrine carbonate petrography: an overview. *J. Paleolimn.* 27: 221-237.
- Friedman, G.M., Sanders, J.E. (1978) *Principles of sedimentology*. John Wiley & Sons, Nueva York, 792 pp.
- Friedman, G.M. (2000) Late Cambrian cabbage-head stromatolites from Saratoga Springs, New York, USA. *Carbonates and Evaporites* 15: 37-48.
- Friend, P.F., Dabrio, C.J. (eds) (1996) *Tertiary basins of Spain: the stratigraphic record of crustal kinematics*. Cambridge University Press, 400 pp.
- Fuentes Vidarte, C., Mejide Calvo, M. (2010) Un nuevo pterosaurio (Pterodactyloidea) en el Cretácico Inferior de la Rioja (España). *Boletín Geológico y Minero* 121: 311-328.
- Galloway, W.E. (1989) Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG Bulletin* 73: 125-142.
- Gao, S. (2009) Geomorphology and sedimentology of tidal flats, in Perillo, G.M.E., Wolanski, E., Cahoon, D.R., Brinson, M.M. (eds) *Coastal Wetlands*. Elsevier, Amsterdam, pp. 295-316.
- García, A., Mas, R., Segura, M., Carenas, B., García-Hidalgo, J.F., Gil, J., Alonso, A., Aurell, M., Bádenas, B., Benito, M.I., Meléndez, A., Salas, R. (2004) Segunda fase de post-rifting: Cretácico Superior. En: Vera, J.A. (ed) *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 510-522.
- García Cuevas, C. (2000) *Análisis de la deformación en la Cordillera Ibérica a partir del estudio del maclado de la calcita*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 250 p.
- García-Cuevas, C., González-Casado, J.M. (1998) Medidas de deformación finita en la Cuenca de Cameros a partir de maclas de calcita en grietas de tensión. *Geogaceta* 24: 135-138.
- García-Frank, A. (2007) *Evolución biosedimentaria y secuencial del Jurásico Medio inferior en la Cuenca Ibérica (Sector NO)*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 529 pp.
- García-Frank, A., Ureta, S., Mas, R. (2008) Aalenian pulses of tectonic activity in the Iberian Basin, Spain. *Sedimentary Geology* 209: 15-35.
- García Garmilla, F. (1990) Evolución paleogeográfica de los sistemas deposicionales Wealdenses y del Aptiense inferior en el sector central de la región Vasco-Cantábrica. *Est. Mus. Cienc. Nat. de Álava*, 5: 5-26.
- García-Lasanta, C., Oliva-Urcia, B., Román-Berdiel, T., Casas, A.M., Hirt, A.M. (2014) Understanding the Mesozoic kinematic evolution in the Cameros basin (Iberian Range, NE Spain) from magnetic subfabrics and mesostructures. *Journal of Structural Geology* 66: 84-101.
- García-Mondéjar, J. (1990) The Aptian-Albian carbonate episode of the Basque-Cantabrian Basin (northern Spain): general characteristic, controls and evolution. *IAS Special Publications* 9: 257-290.
- García-Mondéjar, J., Fernández-Mendiola, P. A., Agurrezabala, L.M., Aranburu, A., López-horgue, M.A., Iriarte, E., Martínez de Rituerto, S. (2004) Aptiense-Albiense de la Cuenca Vasco-Cantábrica. En: Vera, J.A. (ed) *Geología de España*. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero, Madrid, pp. 291-296.
- García-Mondéjar, J., Owen, H.G., Raisossadat, N., Fernández-Mendiola, P.A. (2009) The Early Aptian of Aralar (northern Spain): stratigraphy, sedimentology, ammonite biozonation, and OAE1. *Cretaceous Research* 30: 434-464.
- García-Senz, J. (2002) *Cuencas extensivas del Cretácico inferior en los Pirineos centrales, formación y subsecuente inversión*. Tesis doctoral. Universitat de Barcelona, 310 pp.
- Garlick, W.G. (1988) Algal mats, load structures, and synsedimentary sulfides in Revett Quarzites of Montana and Idaho. *Economic Geology* 83: 1259-1278.
- Garrett, P. (1970) Phanerozoic stromatolites: noncompetitive ecologic restriction by grazing and burrowing animals. *Science* 169: 171-173.
- Gartner, J.W. (1986) *Tidal and residual currents near the confluence of the Sacramento and San Joaquin Rivers, California*. U.S. Geological Survey, Water-Resources investigations Report 86-4025, 42 pp.
- Gasse, F., Street, F.A. (1978) Late Quaternary lake-level fluctuations and environments of the northern Rift Valley and Afar region (Ethiopia and Djibouti). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 24: 279-325.
- Gastaldo, R.A., Gibson, M.A., Blanton-Hooks, A. (2006) A Late Mississippian back-barrier marsh ecosystem in the Black Warrior and Appalachian Basins. En: Greb, S.F., DiMichele, W.A. (eds) *Wetlands through Time*. Geological Society of America, Special Paper 399, p. 139-154.
- Gavala, J., Ríos, J.M. (1955) Actividades de la Empresa Nacional "Adaro" y de la Comisión de Investigaciones Petrolíferas "Valdebro" en la investigación de hidrocarburos. *Notas y Comunicaciones del IGME* 38: 121- 171.
- Gawthorpe, R.L., Leeder, M.R. (2000) Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research* 12: 195-218.
- Gawthorpe, R.L., Fraser, A.J., Collier, R.E.Ll. (1994) Sequences stratigraphy in active extensional basins: implications for the interpretation of ancient basin-fills. *Marine and Petroleum Geology* 11: 642-658.
- Gawthorpe, R.L., Sharp, I., Underhill, J.R., Gupta, S. (1997)

- Linked sequence stratigraphic and structural evolution of propagating normal faults. *Geology* 25: 795-798.
- Gebelein, C.D. (1969) Distribution, morphology, and accretion rate of Recent subtidal algal stromatolites, Bermuda. *Journal of Sedimentary Petrology* 39: 49-69.
- Gebelein, C.D. (1976) The effects of the physical, chemical and biological evolution of the Earth. En: Walter, M.R. (ed) *Stromatolites*. Developments in Sedimentology 20, Elsevier, Amsterdam, pp. 499-515.
- Gebelein, C.D. (1977) *Dynamics of recent carbonate sedimentation and ecology*. Cape Sable, Florida. Brill, Leiden, 120 pp.
- Gerdes, G., Krumbein, W.E., Noffke, N. (2000) Evaporite microbial sediments. En: Riding, R., Awramik, S.M. (eds) *Microbial sediments*. Springer, Berlin, pp. 196-208.
- Gierlowski-Kordesch, E.H. (2010) Lacustrine carbonates. En: Alonso-Zarza, A.M., L.H. Tanner (eds) *Carbonates in continental settings. Facies, environments and processes*. Dev. Sedimentol., 61, Elsevier, Amsterdam, pp. 1-101.
- Gil-Imaz, A. (2001) *La estructura de la Sierra de Cameros: Deformación dúctil y su significado a escala cortical*. Instituto de Estudios Riojanos, Logroño, 301 pp.
- Gil-Imaz, A., Pocoví, A. (1990) Aplicación del método Rf/o al análisis de la deformación finita de los materiales "wealdenses" de Ágreda (Soria). *Geogaceta* 9: 27-30.
- Gil-Imaz, A., Pocoví, A. (1994) La esquistosidad Alpina del extremo NW de la Cuenca Ibérica Oriental (Sierra del Moncayo). *Revista Sociedad Geológica de España* 7: 91-113.
- Gil-Imaz, A., Alba, J., Pocoví, A. (1990) Algunos aspectos de la sedimentación continua de los materiales mesozoicos del borde noroccidental de la Cordillera Ibérica (Rama Aragonesa): esquistosidad y microestructuras asociadas. *Geogaceta* 8: 28-30.
- Ginsburg, R.N. (1977) (ed) *Tidal deposits: a casebook of recent examples and fossil counterparts*. Springer-Verlag, Berlin, 428 pp.
- Ginsburg, R.N. (1991) Controversies about stromatolites: vices and virtues. En: Müller, D.W., McKenzie, J.A., Weissert, H. (eds) *Controversies in Modern Geology*. Academic Press Ltd., San Diego, pp. 25-36.
- Ginsburg, R.N., Lowenstam, R.A. (1958) The influence of marine bottom communities on the depositional environment of sediments. *The Journal of Geology* 66: 310-318.
- Ginsburg, R.N., Hardie, L.A. (1977) Tidal and storm deposits, northwestern Andros Island, Bahamas. En: Ginsburg, R.N. (ed) *Tidal deposits: a casebook of recent examples and fossil counterparts*. Springer-Verlag, Berlin pp. 201-208.
- Gleason, P.J., Spackman, W. (1974) Calcareous periphyton and water chemistry in the Everglades. En: Gleason, P.J. (ed) *Environments of South Florida: Present and past*. Miami Geological Society, Memoir 2, pp. 146-181.
- Gleason, P.J., Cohen, A.D., Brooks, H.K., Stone, P., Goodrick, R., Smith, W.G., Spackman, W. (1974) The environmental significance of Holocene sediments from the Everglades and saline tidal plain. En: Gleason, P.J. (ed) *Environments of South Florida: Present and past*. Miami Geological Society, Memoir 2, pp. 287-341.
- Golberg, J.M., Guiraud, M., Maluski, H., Séguret, M. (1988) Caractères pétrologiques et âge du métamorphisme en contexte distensif du bassin sur décrochement de Soria (Crétacé inférieur, Nord Espagne). *Comptes Rendus de la Académie des Sciences, Série II*, 307: 521-527.
- Golubic, S. (1973) The relationship between blue-green algae and carbonate deposits. En: Carr, N.G., Whitton, B.A. (eds) *The biology of blue-green algae*. Blackwell, Oxford, pp. 434-472.
- Golubic, S. (1991) Modern stromatolites—a review. En: Riding, R. (ed) *Calcareous Algae and Stromatolites*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 541-561.
- Golubic, S., Hofmann, H.J. (1976) Comparison of Holocene and Mid-Precambrian Entophysalidaceae (Cyanophyta) in stromatolitic algal mats: cell division and degradation. *Journal of Paleontology* 50: 1074-1082.
- Gong, Z., Langereis, C.G., Mullender, A.T. (2008) The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters* 273: 80-93.
- Gómez, J.J., Fernández-López, S.R., Goy, A. (2004) Primera fase de post-rifting: Jurásico Inferior y Medio. En: Vera, J.A. (ed) *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 495-503.
- Gómez-Fernández, J.C. (1992) *Análisis de la Cuenca sedimentaria de los Cameros durante sus etapas iniciales de relleno en relación con su evolución paleogeográfica*. Tesis Doctoral inédita, Universidad Complutense de Madrid, 343 p.
- Gómez-Fernández, J.C., Meléndez, N. (1994a): Estratigrafía de la "Cuenca de los Cameros" (Cordillera Ibérica Noroccidental, N de España) durante el tránsito Jurásico-Cretácico. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 7: 121-139.
- Gómez-Fernández, J.C., Meléndez, N. (1994b) Climatic control on Lower Cretaceous sedimentation in a playalake system of a tectonically active basin (Huérteles Alloformation, Eastern Cameros Basin, North-Central Spain). *Journal of Paleolimnology* 11: 91-107.
- González-Acebrón, L. (2010) *El Grupo Tera en el sector oriental de la Cuenca de Cameros: ambientes sedimentarios, procedencia y evolución diagenética*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 420 pp.
- González-Acebrón, L., Arribas, J., Mas, R. (2007) Provenance of fluvial sandstones at the start of late Jurassic–Early Cretaceous rifting in the Cameros Basin (N. Spain). *Sedimentary Geology* 202: 138-157.
- González-Acebrón, L., Arribas, J., Mas, R. (2010a) Role of sandstone provenance in the diagenetic albitization of feldspars. A case study of the Jurassic Tera Group sandstones (Cameros Basin, NE Spain). *Sedimentary Geology* 229: 53-63.
- González-Acebrón, L., Arribas, J., Mas, R. (2010b) Sand provenance and implications for paleodrainage in a rifted basin: the Tera Group (N. Spain). *Journal of Iberian Geology* 36: 87-106.
- González-Acebrón, L., Goldstein, R.H., Mas, R., Arribas, J. (2011) Criteria for recognition of localization and timing of multiple events of hydrothermal alteration in sandstones illustrated by petrographic, fluid inclusion, and isotopic analysis of the Tera Group, Northern Spain. *International Journal of Earth Sciences* 100: 1811-1826.
- González-Acebrón, L., Goldstein, R.H., Mas, R., Arribas, J. (2012a) Answer to the comment of Casas et al. about

- González-Acebrón et al.'s (2011) paper. *International Journal of Earth Sciences* 101: 2049-2053.
- González-Acebrón, L., Goldstein, R.H., Mas, R., Arribas, J. (2012b) Easily altered minerals and reequilibrated fluid inclusions provide extensive records of fluid and thermal history: gypsum pseudomorphs of the Tera Group, Tithonian-Berriasian, Cameros Basin. *Central European Journal of Geosciences* 4: 246-260.
- González-Acebrón, L., Arribas, J., Omodeo-Salé, S., Arribas, M.E., Le Pera, E., Mas, R., López-Elorza, M., Fernández-Díaz, P.R. (2013) Cyclicity recorded in the provenance sandstones in the sedimentary infill of the Cameros Basin (N. Spain). *Boletín Geológico y Minero* 124: 187-201.
- González Bernáldez, F. (1992) *Los paisajes del agua. Terminología popular de los humedales*. J.M. Reyero, Madrid, 257 pp.
- González-Casado, J.M., García-Cuevas, C. (2002) Strain analysis from calcite e-twins in the Cameros basin, NW Iberian Chain, Spain. *Journal of Structural Geology* 24: 1777-1788.
- González Fernández, B., Menéndez Casares, E., Gutierrez Claverol, M., García-Ramos, J. C. (2004) Litoestratigrafía del sector occidental de la cuenca cretácica de Asturias. *Trabajos de Geología, Universidad de Oviedo* 24: 43-80.
- Greb, S.F., DiMichele, W.A (eds) (2006) *Wetlands through time*. Geological Society of America Special Paper 399, 332 pp.
- Greb, S.F., DiMichele, W.A., Gastaldo, R.A. (2006) Evolution and importance of wetlands in Earth history En: Greb, S.F., DiMichele, W.A. (eds) *Wetlands through time*. Geological Society of America Special Paper 399, pp. 1-40.
- Grenfell, M.C., Ellery, W.N., Grenfell, S.E. (2009) Valley morphology and sediment cascades within a wetland system in the KwaZulu-Natal Drakensberg Foothills, Eastern South Africa. *Catena* 78: 20-35.
- Gressly, A. (1838) Observations géologiques sur le Jura Soleurois. *Neue Denkschriften der Allgemeine Schweizerische Gesellschaft für die Gesamten Naturwissenschaften* 2: 1-112.
- Grey, K. (1989) Handbook for the study of stromatolites and associated structures (second draft). En: Kennard, J.M., Burne, R.V. (eds) *Stromatolite Newsletter* 14. Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Canberra, Australia, pp. 82-171.
- Grillas, P., Wijck, C., Bonis, A. (1993) The effect of salinity on the dominance-diversity relations of experimental coastal macrophyte communities. *Journal of Vegetation Science* 4: 453-460.
- Grotzinger, J.P. (1989) Facies and evolution of Precambrian carbonate depositional systems: emergence of the modern platform archetype. En: Crevello P.D. (ed) *Controls on carbonate platform and basin development*. SEPM Spec. Publ. 44, pp. 79-106.
- Grotzinger, J.P. (1990) Geochemical model for Proterozoic stromatolite decline. *American Journal of Science* 290A: 80-103.
- Grotzinger, J.P., Rothman, D.R. (1996) An abiotic model for stromatolite morphogenesis. *Nature* 383: 423-425.
- Grotzinger, J.P., Knoll, A.H. (1999) Stromatolites in Precambrian carbonates: evolutionary mileposts or environmental dipsticks? *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 27: 313-358.
- Guerlesquin, M., Podlajski, V. (1980) Characées et végétaux submergés et flottants associés dans quelques milieux camarguais. *Naturalia Mompeliensia, série botanique* 36: 1-20.
- Guerloget, O., Perthuisot, J.P. (1982) Structure et évolution des peuplements benthiques en milieu paralique. Comparaison entre un modèle dessalé (l'Étang du Prévost, France) et un modèle sursalé (La Bahiret el Biban, Tunisie). Conséquences biologiques et géologiques. *Journal de Recherche Océanographique* 7: 2-11.
- Guerloget, O., Perthuisot, J.P. (1983) *Le domaine paralique. Expressions géologiques, biologiques et économiques du confinement*. École Normale Supérieure de Paris, Travaux du Laboratoire de Géologie 9, 136 pp.
- Guerloget, O., Perthuisot, J.P. (1984) Indicateurs biologiques et diagnose écologique dans le domaine paralique. *Bulletin d'Écologie* 15: 67-76.
- Guerloget, O., Perthuisot, J.P. (1989) *The paralic realm. Geological, biological and economic expressions of confinement*. FAO Field Document No. T5911, prepared for the Mediterranean Regional Aquaculture Project (FAO-FI--RAB/83/016; FAO-FI--RER/83/001). February 1989. Disponible online en: <http://www.fao.org/docrep/field/007/t5911e/t5911e00.htm>
- Guerloget, O., Perthuisot, J.P. (1992) Paralic ecosystems. Biological organization and functioning. *Vie et Milieu* 42: 215-251.
- Guernet, C., Lethiers, F. (1989) Ostracodes et recherche des milieux anciens: possibilités et limites. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Série 8 vol. V: 577-588.
- Guimerà, J. (1984) Paleogene evolution of deformation in the north-eastern Iberian Peninsula. *Geological Magazine* 121: 413-420.
- Guimerà, J., Álvaro, M. (1990) Structure et évolution de la compression alpine dans la Chaîne Ibérique et la Chaîne Côtière Catalane (Espagne). *Bulletin de la Société Géologique de France* 6: 339-348.
- Guimerà, J., Alonso, A., Mas, R. (1995) Inversion of an extensional-ramp basin by a newly formed thrust: the Cameros Basin (N Spain). En: Buchanan, J.G., Buchanan, P.G. (eds) *Basin Inversion*. Geological Society Special Publication 88, pp. 433-453.
- Guimerà, J., Mas, R., Alonso, A. (2004a) Intraplate deformation in the NW Iberian Chain: Mesozoic extension and Tertiary contractional inversion. *Journal of the Geological Society* 161: 291-303.
- Guimerà, J., De Vicente, G., Muñoz Martín, A., Rodríguez Pascua, M.A., Simón, J.L., Vegas, R. (2004b) Cadenas con cobertera: las cadenas Ibérica y Costera Catalana. En: Vera, J.A. (ed) *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 602-617.
- Guiraud, M. (1983) *Evolution tectono-sédimentaire du Bassin Wealdien (Cretace inférieur) en relais de décrochements de Logroño-Soria (N-W Espagne)*. Tesis Doctoral. Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 185 pp.
- Guiraud, M., Seguret, M. (1985) A releasing solitary overstep model for the late Jurassic-Early Cretaceous (Wealdian) Soria strike-slip basin (Northern Spain). En: Christie-Blick, N., Biddle, K.T. (eds) *Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation*. SEPM Special Publications 37, pp. 159-175.
- Guiraud, M., Seguret, M. (1987) Soft-sediment microfaulting

- related to compaction within the fluvio-deltaic infill of the Soria strike-slip basin (northern Spain). En: Jones, M.E., Preston, R.M.F. (eds) *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geological Society Special Publication 29, pp. 123-136.
- Gunatilaka, A. (1975) Some aspects of the biology and sedimentology of laminated algal mats from Mannar lagoon, Northwest Ceylon. *Sedimentary Geology* 14: 275-300.
- Gunatilaka, A. (1986) Kuwait and the Northern Arabian Gulf: A study in Quaternary sedimentation. *Episodes* 9: 223-231.
- Gutowski, J., Popadyuk, I.V., Olszewska, B. (2005) Stratigraphy and facies development of the upper Tithonian-lower Berriasian Niżniów Formation along the Dnister River (Western Ukraine). *Geological Quarterly* 49: 45-52.
- Hagan, G.M., Logan, B.W. (1974a) History of Hutchison Embayment tidal flat, Shark Bay, Western Australia. *AAPG Memoir* 22: 283-315.
- Hagan, G.M., Logan, B.W. (1974b) Development of carbonate banks and hypersaline basins, Shark Bay, Western Australia. En: Logan, B.W. (ed) *Evolution and Diagenesis of Quaternary Carbonate Sequences, Shark Bay, Western Australia*. Tulsa, AAPG Memoir 22, pp. 61-139.
- Hagan, G.M., Logan, B.W. (1977) Prograding tidal-flat sequences: Hutchison Embayment, Shark Bay, Western Australia. En: Ginsburg R.N. (ed) *Tidal deposits: a casebook of recent examples and fossil counterpart*. Springer-Verlag, Berlin., pp. 215-222.
- Hahne, C., Richter, G., Schröder, E. (1930) *Zur Tektonik der Keltiberischen Ketten. Abhandlungen der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen*, Beiträge zur Geologie der westlichen Mediterrangebiete 5. Weidmannsche Buchhandlung, Berlin, 180 pp.
- Haq, B. U., Al-Qahtani, A. M. (2005) Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform. *GeoArabia* 10: 127-159.
- Hall, J. (1883) *Cryptozoön*, n.g.; *Cryptozoön proliferum*, n.sp. *36th Annual Report of the New York State Museum of Natural History*, plate VI.
- Halley, R.B. (1976) Textural variation within Great Salt Lake algal mounds. En: Walter, M.R. (ed) *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 20, pp. 435-445.
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T., Paul D.R. (2001) Past: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica* 4, art. 4: 9 pp.
- Hardie, L.A. (ed.) (1977): *Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas*. The John Hopkins University Press, Baltimore, 202 pp.
- Hardie, L.A., Garrett, P. (1977) General environmental setting. En: Hardie, L.A. (ed) *Sedimentation on the Modern Carbonate Tidal flats of Northwest Andros Island, Bahamas*. The John Hopkins University Press, Baltimore, pp. 12-49.
- Hardie, L.A., Ginsburg, R.N. (1977) Layering: the origin and environmental significance of lamination and thin bedding. En: Hardie, L.A. (ed) *Sedimentation on the Modern Carbonate Tidal Flats of Northwest Andros Island, Bahamas*. The John Hopkins University Press, Baltimore, pp. 50-123.
- Harris, T.M. (1939) *British Purbeck Charophyta*. British Museum of Natural History, London. 83 pp.
- Harwood, G. (1990) 'Sandstone stromatolites' – An example of algal-trapping of sand grains from the Permian Yates Formation, New Mexico, USA. *Sediments 1990, 13th International Sedimentological Congress* (Nottingham-England) Abstracts of posters, p. 97.
- Haslett, S.K. (2000) *Coastal Systems*. Routledge, Londres, 218 pp.
- Hawley, N. (1981) Flume experiments on the origin of flaser bedding. *Sedimentology*, 28, 699-712.
- Haws, J.A., Benedetti, M.M., Funk, C.L., Bicho, N.F., Daniels, J.M., Hesp, P.A., Minckley, T.A., Forman, S.L., Jeraj, M., Gibaja, J.F., Hockett, B.S. (2010) Coastal wetlands and the Neanderthal settlement of Portuguese Estremadura. *Geoarchaeology* 25: 709-744.
- Hay, W.W., De Conto, R.M., Wold, C.N., Wilson, K.M., Voigt, S., Schulz, M., Rossby-Wold, A., Dullo, W.-Chr., Ronov, A.B., Balukhovskiy, A.N., Söding, E., (1999) An alternative global Cretaceous paleogeography. En: E. Barrera, C.C. Johnson (eds) *Evolution of Cretaceous Ocean/Climate System*. Geological Society of America Special Paper 332, pp. 1-47.
- Heindel, K., Birgel, D., Peckmann, J., Kuhnert, H., Westphal, H. (2010) Formation of deglacial microbialites in coral reefs off Tahiti (IODP 310) involving sulfate-reducing bacteria. *Palaios* 25: 618-635.
- Hemelsdäel, R., Ford, M. (en prensa) Relay zone evolution: a history of repeated fault propagation and linkage, central Corith rift, Greece. *Basin Research*, doi: 10.1111/bre.12101.
- Hendry, M., Digerfeldt, G. (1989) Palaeogeography and palaeoenvironments of a tropical coastal wetland and offshore shelf during Holocene submergence, Jamaica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 73: 1-10.
- Hernández, N., Pascual, C., Latorre, P., Sanz, E. (2005-2006) Contribución de los yacimientos de icnitas sorianos al registro general de Cameros. *Zubia* 23-24: 79-120.
- Hernández Samaniego, A., Ramírez Merino, J.I., Olivé Davó, A., Álvaro López, M., Ramírez del Pozo, J., Aguilar, M.J., Meléndez Hevia, A. (1990) *Hoja geológica 242 (Munilla)*. Mapa Geológico de España 1:50.000, Segunda serie, IGME, Madrid.
- Heurteaux, P. (1970) Rapports des eaux souterraines avec les sols halomorphes et la végétation en Camargue. *La Terre et la Vie* 24: 467-510.
- Heurteaux, P. (1994) Essai de quantification des termes du bilan hydrique des étangs du système Vaccarès (Camargue, France). *Annales de Limnologie* 30: 131-144.
- Heyvaert, V.M.A., Baeteman, C. (2007) Holocene sedimentary evolution and palaeocoastlines of the Lower Khuzestan plain (southwest Iran). *Marine Geology*, 242: 83-108.
- Hfaiedh, R., Arnaud Vanneau, A., Godet, a., Arnaud, H., Zghal, I., Ouali, J., Latil, J.L., Jallali, H. (2013) Biostratigraphy, palaeoenvironments and sequence stratigraphy of the aptian sedimentary succession at Jebel Bir Oum Ali (Northern Chain of Chotts, South Tunisia): comparison with contemporaneous Tethyan series. *Cretaceous Research* 46: 177-207.
- Hittle, C., Patino, E., Zucker, M. (2004) *Hydrologic characteristics of estuarine river systems within Everglades*

- National Park. USGS Fact Sheet 2004-3129. Disponible online en: <http://pubs.usgs.gov/fs/2004/3129/>
- Hofmann, H.J. (1969) *Attributes of stromatolites*. Geological Survey of Canada Paper 69-39, 58 pp.
- Hofmann, H.J. (1973). Stromatolites: characteristics and utility. *Earth-Science Reviews* 9: 339-373.
- Hofmann, H.J. (1976) Stromatoid Morphometrics. En: Walter, M.R. (ed) *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 20, pp. 45-54.
- Hofmann, H.J. (1977) On Aphebian stromatolites and Riphean stromatolite stratigraphy. *Precambrian Research* 5: 175-205.
- Hofmann, H.J. (1994) Quantitative stromatolithology. *Journal of Paleontology* 68: 704-709.
- Hofmann, H.J., Grey, K., Hickman, A.H., Thorpe, R.I. (1999) Origin of 3.45 Ga coniform stromatolites in Warrawoona Group, Western Australia. *Geological Society of America Bulletin* 111: 1256-1262.
- Holz, M., Kalkreuth, W., Banerjee, I. (2002) Sequences stratigraphy of paralic coal-bearing strata: an overview. *Coal Geology* 48: 147-179.
- Hone, D.W.E., Henderson, D.M. (2014) The posture of floating pterosaurs: Ecological implications for inhabiting marine and freshwater habitats. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 394: 89-98.
- Horne, D.J. (2002) Ostracod biostratigraphy and palaeoecology of the Purbeck Limestone Group in Southern England. En: Milner, A.R., Batten, D.J. (eds) *Life and Environments in Purbeck Times*. The Palaeontological Association, Special Papers in Palaeontology 68, pp. 53-70.
- Horne, D.J. (2003) Key events in the ecological radiation of the Ostracoda. En: Park, L.E., Smith, A.J. (eds) *Bridging the Gap: Trends in the Ostracode Biological and Geological Sciences*. The Paleontological Society Papers 9, pp. 181-201.
- Horodyski, R. J. (1976) Stromatolites of the upper siyeh Limestone (Middle Proterozoic), Belt Supergroup, Glacier National Park, Montana. *Precambrian Res.* 3: 517-536.
- Horodyski, R.J., Vonder Haar, S.P. (1975) Recent calcareous stromatolites from Laguna Mormona (Baja California) Mexico. *Journal of Sedimentary Petrology* 45: 894-906.
- Horton, B.K., Schmitt, J.G. (1996) Sedimentology of a lacustrine fan-delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA. *Sedimentology* 43: 133-155.
- Huang, C., Hinnov, L., Fischer, A. G., Grippo, A., Herbert, T. (2010) Astronomical tuning of the Aptian Stage from Italian reference sections. *Geology* 38: 899-902.
- Huck, S., Stein, M., Immenhauser, A., Skelton, P.W., Christ, N., Föllmi, K.B., Heimhofer, U. (2014) Response of proto-North Atlantic carbonate-platform ecosystems to OAE1a-related stressors. *Sedimentary Geology* 313: 15-31.
- Hudson, J.D. (1963) The recognition of salinity-controlled mollusc assemblages in the Great Estuarine Series (Middle Jurassic) of the Inner Hebrides. *Palaeontology* 6: 318-326.
- Hudson, J.D. (1970) Algal limestones with pseudomorphs after gypsum from the Middle Jurassic of Scotland. *Lethaia* 3: 11-40.
- Hudson, J.D. (1980) Aspects of brackish-water facies and faunas from the Jurassic of north-west Scotland. *Proceedings of the Geologists' Association* 91: 99-105.
- Hudson, J.D., Clements, R.G., Riding, J.B., Wakefield, M.I., Walton, W. (1995) Jurassic paleosalinities and brackish-water communities—A case study. *Palaios* 10: 392-407.
- Ielpi, A. (2013) Frequency-reliant correlative patterns of asymmetric lacustrine-paralic sequences: A genetic approach to the late Miocene Bithynia marlstones of the southeastern Volterra Basin, Italy. *Journal of Sedimentary Research* 83: 377-394.
- IGME (1971) *Hoja 21 - Logroño*. Mapa Geológico de España a escala 1:200.000, síntesis de la cartografía existente.
- IGME (1987) *Contribución de la exploración petrolífera al conocimiento de la geología de España*. Instituto Geológico de España, Madrid, 465 pp.
- IGN (1995) *Atlas Nacional de España. Tomo I*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid.
- Immenhauser, A., Hillgärtner, H., Van Bentum, E. (2005) Microbial-foraminiferal episodes in the Early Aptian of the southern Tethyan margin: ecological significance and possible relation to oceanic anoxic event 1a. *Sedimentology* 52: 77-99.
- Ingebritsen, S.E., Ikehara, M.E., Galloway, D.L., Jones, D.R. (2000) *Delta subsidence in California. The sinking heart of the State*. U.S. Geological Survey, FS-005-00.
- Ingersoll, R. V., Busby, C. J. (1995) Tectonics of Sedimentary Basins. En: Busby, C. J., Ingersoll, R. V. (eds) *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science, Malden, pp. 1-51.
- Iovcheva, P. M. (1962) Foraminifera of the oolitic limestone of the Aptian along the Rusenski Low River. *Bulgarian Geological Society Review* 23: 41-61.
- Ivanova, D., Bonev, N., Chatalov, A. (2015) Biostratigraphy and tectonic significance of lowermost Cretaceous carbonate rocks of the Circum-Rhodope Belt (Chalkidhiki Peninsula and Thrace region, NE Greece). *Cretaceous Research* 52: 25-63.
- Jacquin, T., Rusciadelli, G., Amedro, F., De Graciansky, P.-C., Magniez-Jannin, F. (1998) The North Atlantic cycle: an overview of 2nd-order transgressive/regressive facies cycles in the Lower Cretaceous of Western Europe. En: De Graciansky, P.-C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, R.P. (eds) *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Special Publication 60, pp. 397-409.
- Jahnert, R.J., Collins, L.B. (2011) Significance of subtidal microbial deposits in Shark Bay, Australia. *Marine Geology* 286: 106-111.
- Jahnert, R.J., Collins, L.B. (2012) Characteristics, distribution and morphogenesis of subtidal microbial systems in Shark Bay, Australia. *Marine Geology* 303-306: 115-136.
- Jahnert, R.J., Collins, L.B. (2013) Controls on microbial activity and tidal flat evolution in Shark Bay, Western Australia. *Sedimentology* 60: 1071-1099.
- James, N.P. (1979) Shallowing-upward sequences in carbonate models. En: Walker, R.G. (ed) *Facies Models*. Geoscience Canada, Toronto, pp. 109-117.
- Javor, B.J., Castenholz, R.W. (1981) Laminated microbial mats, Laguna Guerrero Negro, Mexico. *Geomicrobiology Journal* 2: 237-273.
- Jenkyns, H.C. (1995) Carbon-isotope stratigraphy and paleoceanographic significance of the Lower Cretaceous shallow-water carbonates of Resolition Guyot, Mid-Pacific Mountains. En: Winterer, E.L., Sager, W.W., Firth,

- J.V., Sinton, J.M. (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 143, pp. 99-104.
- Jennings, D.S., Lovelace, D.M., Driese, S.G. (2011) Differentiating paleowetland subenvironments using a multi-disciplinary approach: An example from the Morrison formation, South Central Wyoming, USA. *Sedimentary Geology* 238: 23-47.
- Jerez Mir, L., Esnaola Gómez, J.M. (1969) *Estudio geológico de la provincia de Logroño. Instituto Geológico y Minero de España*. IGME, inédito, 148 pp., anexos, fotografías y mapas.
- Joly, H. (1922a) Sur la présence d'écaillés ou de lambeaux de charriage dans la Chaîne Celtibérique, provinces de Saragosse, Logroño et Soria (Espagne). *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de la Académie des Sciences* 174: 1185-1187.
- Joly, H. (1922b) Note préliminaire sur l'allure générale et l'âge des plissements de la Chaîne Celtibérique (Espagne). *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de la Académie des Sciences* 175: 976-978.
- Joly, H. (1927) Études géologiques sur la Chaîne Celtibérique (Provinces de Têrue, Saragosse, Soria, Logroño, Espagne). *Comptes Rendus du XIV Congrès Géologique International* (Madrid), 2: 523-584.
- Jones, C.B. (1981) Periodicities in stromatolite lamination from the Early Proterozoic Hearne Formation, Great Slave Lake, Canada. *Palaeontology* 24: 231-250.
- Jones, B., Renaut, R.W., Konhauser, K.O. (2005) Genesis of large siliceous stromatolites at Frying Pan Lake, Waimangu geothermal field, North Island, New Zealand. *Sedimentology* 52, 1229-1252.
- Jørgensen, B.B., Cohen, Y., 1977. Solar Lake (Sinai). 5. The sulfur cycle of the benthic cyanobacterial mats. *Limnology and Oceanography* 22, 657-666.
- Josselyn, M. (1983) *The Ecology of San Francisco Bay Tidal Marshes: A Community Profile*. U.S. Fish and Wildlife Service. Division of Biological Services, Washington D.C. FWS/OBS-83/23, 102 pp.
- Judd, J.W. (1878) The secondary rocks of Scotland. Third paper. The strata of the Western Coast and Islands. *Quarterly Journal of the Geological Society of London* 34: 660-743.
- Kalkowsky, E. (1908) Oolith und Stromatolith im nord deutschen Buntsandstein. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 60: 68-125.
- Kar, D. (2013) *Wetlands and Lakes of the World*. Springer, Nueva Delhi, 687 pp.
- Kempe, S., Kazmierczak, J. (1990) Calcium carbonate supersaturation and the formation of in situ calcified stromatolites. En: Ittekkot, V. Kempe, S. Michaelis, W., Spitz, A., (eds) *Facets of modern biogeochemistry*. Springer, Berlin, pp. 255-278.
- Kneuper-Haack, F. (1966) Ostracoden aus dem Wealden der Sierra de Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). *Beih. Geol. Jb.* 44: 165-209.
- Kennard, J.M., James, N.P. (1986) Thrombolites and stromatolites: two distinct types of microbial structures. *Palaios* 1: 492-503.
- Kesling, R.V., Soronen, G.C. (1957) The ontogeny and ecology of *Welleria afonensis* Warthin, a Middle Devonian ostracod from the Gravel Point Formation of Michigan. *Contributions from the Museum of Paleontology of the University of Michigan* 14: 41-55.
- Khalil, S.M., McClay, K.R. (2012) Structural control on syn-rift sedimentation, northwestern Red Sea margin, Egypt. En: Roberts, D.G., Bally, A.W. (eds) *Phanerozoic Rift Systems and Sedimentary Basins*. Elsevier, Amsterdam, pp. 73-103.
- King, D.T., Chafetz H.S. (1993) Tidal-flat to shallow-shelf deposits in the Cap Mountain Limestone Member of the Riley Formation, upper Cambrian of central Texas. *J. Sed. Petrol.* 53: 261-273.
- Klappa, C.F. (1980) Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology* 27: 613-629.
- Klement, K.W., Toomey, D.F. (1967) Role of the blue-green alga *Girvanella* in skeletal grain destruction and lime-mud formation in the Lower Ordovician of west Texas. *Journal of Sedimentary Petrology* 37: 1045-1051.
- Kneuper-Haack, F. (1966) Ostracoden aus dem Wealden der Sierra de los Cameros (Nordwestliche Iberische Ketten). *Beihfte zum Geologischen Jahrbuch* 44: 165-209.
- Kobayashi, F., Vuks, V.J. (2006) Tithonian-Berriasian foraminiferal faunas from the Torinosu-type calcareous blocks of the southern Kanto Mountains, Japan: their implications for post-accretionary tectonics of Jurassic to Cretaceous terranes. *Geobios* 39: 833-843.
- Komar, V.A., Raaben, M.E., Semikhatov, M.A. (1965) Study method of Conophyton stromatolites and their stratigraphic importance. *Doklady Akademii Nauk SSSR* 161: 1165-1168 (en ruso).
- Komar, V.A. (1989) Classification of the microstructures of the upper Precambrian stromatolites. En: Valdiya, K.S., Tewari, V.C. (eds) *Himalayan Geology 13*. Wadia Institute of Himalayan Geology, Dehra Dun, pp. 229-238.
- Krumbein, W.E. (1983) Stromatolites – the challenge of a term in space and time. *Precambrian Research* 20: 493-531.
- Krylov, I.N. (1976) Approaches to the classification of stromatolites. En: Walter, M.R. (ed) *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 20, pp. 31-43.
- Kuss, J. (1990) Middle Jurassic calcareous algae from the circum-arabian area. *Facies* 22: 59-86.
- Lacovara, K.J., Smith, J.R., Smith, J.B., Lamanna, C. (2003) The Ten Thousand Islands coast of Florida: A modern analog to low-energy mangrove coasts of Cretaceous epeiric seas. En: Davis, R.A., Sallenger, A., and Howd, P. (eds) *Proceedings of the 5th International conference on coastal Sediments*. New Jersey, World Scientific Publishing, pp. 1773-1784.
- Lagaaij, R., Kopstein, F.P.H.W. (1964) Typical features of a fluvio-marine offlap sequence. En: van Straaten, L.M.J.U. (ed) *Deltaic and shallow marine deposits*. Developments in Sedimentology 1, pp. 216-226.
- Lago, M., Pocoví, A., Bastida, J., Arranz, E., Vaquer, R., Dumitrescu, R., Gil-Imaz, A., Lapuente, M.P. (1996) El magmatismo alcalino, hettangiense, en el dominio nor-oriental de la Placa Ibérica. *Cuadernos de Geología Ibérica* 20: 109-138.
- Lambeck, K., Cloetingh, S., McQueen, H. (1987) Intraplate stresses and apparent changes in sea level: the basins of northwestern Europe. En: Beaumont, C., Tankard, A. J. (eds) *Sedimentary Basins and Basin-Forming Mechanisms*.

- Memoir 12, Canadian Society of Petroleum Geologists, Canada, pp. 259-268.
- Lambert, S.J. (2007) *The environmental range and tolerance limits of British stoneworts (Charophytes)*. Tesis doctoral, University of East Anglia, Norwich, 452 pp.
- Laporte, L.F. (1967) Carbonate deposition near mean sea-level and resultant facies mosaic: Manlius Formation (Lower Devonian) of New York State. *AAPG Bulletin* 51: 73-101.
- Laporte, L.F. (1977) Carbonate tidal-flat deposits of the Early Devonian Manlius Formation of New York State. En: Ginsburg, R.N. (ed) *Tidal deposits: a casebook of recent examples and fossil counterparts*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 243-250.
- Larrasoana, J.C., Parés, J.M., Millán, H., del Valle, J., Pueyo, E.L. (2003) Paleomagnetic, structural and stratigraphic constraints on transect fault kinematics during basin inversion: The Pamplona Fault (Pyrenees, north Spain). *Tectonics* 22: 1071.
- Larrazet, M. (1896) *Recherches géologiques sur la région orientale de la province de Burgos et sur quelques points des provinces d'Alava et de Logroño*. Tesis Doctoral, Faculté des Sciences de Paris, 315 pp.
- Larsen, C.E. (1975) The Mesopotamian delta region: A reconsideration of Lees and Falcon. *Journal of the American Oriental Society* 95: 43-57.
- Lasemi, Y., Jahani, D., Amin-Rasouli, H., Lasemi, Z. (2012) Ancient carbonate tidalites. En: Davis, R.A. Jr., Dalrymple, R.W. (eds) *Principles of tidal sedimentology*. Springer, New York, pp. 567-607.
- Leeder, M.R. (1982) *Sedimentology: Process and product*. George Allen & Unwin, Londres, 344 pp.
- Leeder, M.R. (1995) Chapter 3: Continental Rifts and Proto-Oceanic Rift Troughs. En: Busby, C. J., Ingersoll, R.V. (eds) *Tectonics of Sedimentary Basins*, Blackwell Science, USA, pp. 119-148.
- Leeder, M. (2011) *Sedimentology and Sedimentary Basins. From turbulence to Tectonics*. Wiley-Blackwell, Oxford, 768 pp.
- Leeder, M.R., Gawthorpe, R.L. (1987) Sedimentary models for extensional tilt-block/half-graben basins. En: Coward, M.P., Dewey, J.F., Hancock, P.L. (eds) *Continental extensional tectonics*. Geological Society Special Publications 28, pp. 139-152.
- Leeder, M.R., Collier, R.E.LI., Abdul Aziz, L.H., Trout, M., Ferentinos, G., Papathodorou, G., Lyberis, E. (2002) Tectono-sedimentary processes along an active marine/lacustrine half-graben margin: Alkyonides Gulf, E. Gulf of Corinth, Greece. *Basin Research* 14: 25-41.
- Leinfelder, R.R. (1985) Cyanophyte calcification morphotypes and depositional environments (Alenquer oncolite, Upper Kimmeridgian?, Portugal). *Facies* 12: 253-274.
- Leonide, P., Borgomano, J., Masse, J.P., Doublet, S. (2012) Relation between stratigraphic architecture and multi-scale heterogeneities in carbonate platforms: The Barremian-lower Aptian of the Monts de Vaucluse, SE France. *Sedimentary Geology* 265: 87-109.
- LePage, B.A. (ed) (2011) *Wetlands. Integrating Multidisciplinary Concepts*. Springer, Dordrecht, 261 pp.
- Lezin, C., Bonnet, L., Rey, J., Caetano, P.S., Gonçalves, P., Rocha, F., Rocha, R.B. (2010) Orbital forcing of stratal patterns in an inner platform carbonate succession: an example from an Upper Hauterivian series of the Lusitanian Basin, Portugal. *Ciências da Terra (UNL)* 17: 29-44.
- Lindholm, R.C., Finkelman, R.B. (1972) Calcite staining: semiquantitative determination of ferrous iron. *Journal of Sedimentary Petrology* 42: 239-245.
- Liutkus, C.M., Ashley, G.M. (2003) Facies model of a semiarid freshwater wetland, Olduvai gorge, Tanzania. *Journal of Sedimentary Research* 73: 691-705.
- Livingstone, R.J. (2001) *Eutrophication processes in coastal systems: origin and succession of plankton blooms and effects on secondary production in gulf coast estuaries*. CRC Press, Boca Raton, Florida, 327 pp.
- Loeblich, A.R., Tappan, H. (1988) *Foraminiferal genera and their classification*. Van Nostrand Reinhold, Nueva York. 2 volúmenes.
- Logan B.W. (1961) *Cryptozoon* and associate stromatolites from the Recent, Shark Bay, Western Australia. *The Journal of Geology* 69: 517-533.
- Logan, B.W. (1974) Inventory of diagenesis in Holocene-Recent carbonate sediments, Shark Bay, Western Australia. En: Logan, B.W. (ed.) *Evolution and Diagenesis of Quaternary Carbonate Sequences, Shark Bay, Western Australia*. Tulsa, AAPG Memoir 22, pp. 195-249.
- Logan, B.W., Rezak, R., Ginsburg, R.N. (1964) Classification and environmental significance of algal stromatolites. *The Journal of Geology* 72: 68-83.
- Logan, B.W., Hoffman, P., Gebelein, C.D. (1974) Algal mats, cryptalgal fabrics and structures, Hamelin Pool, Western Australia. *AAPG Memoir* 22: 140-194.
- Lombard, A. (1956) *Géologie Sédimentaire – Les Séries Marines*. Paris, Masson. 722 pp.
- López-Buendía, A.M., Bastida, J., Querol, X., Whateley, M.K.G. (1999) Geochemical data as indicators of palaeosalinity in coastal organic-rich sediments. *Chemical Geology* 157: 235-254.
- López-Elorza, M. (2013) *Petrofacies y evolución diagenética del Grupo Oncala, en el oeste de la Cuenca de Cameros*. Proyecto de Máster, Universidad Complutense de Madrid, 53 pp.
- López-Gómez, J., Arche, A., Pérez-López, A. (2002) Permian and Triassic. En: Gibbons, W., Moreno, T. (eds) *Geology of Spain*. The Geological Society, Londres, pp. 185-212.
- López-Martínez, N., Arribas, M.E., Robador, A., Vicens, E., Ardèvol, LL. (2006) Los carbonatos danienses (Unidad 3) de la Fm Tremp (Pirineos Sur-Centrales): paleogeografía y relación con el límite Cretácico-Terciario. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 19: 233-255.
- Lotze, F. (1929) Stratigraphie und tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abhandlungen der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen* 14: 142-462.
- Lotze, F. (1955) Estratigrafía y tectónica de las cadenas paleozoicas celtibéricas. *Publicaciones extranjeras sobre geología de España* 8: 1-313.
- Lunine, J. (1999) *Earth: evolution of a habitable world*. Cambridge University Press, Cambridge, 319 pp.
- MacDougall, J.D.S., Prentice, J.E. (1964) Sedimentary environments of the Weald Clay of South-Eastern England. En: van Straaten, L.M.J.U. (ed) *Deltaic and shallow marine deposits*. Developments in Sedimentology 1, pp. 257-263.
- Machel, H.G., Mason, R.A., Mariano, A.N., Mucci, A. (1991)

- Causes and measurements of luminescence in calcite and dolomite. En: Barker, Ch.E., Kopp, O.C. (eds) *Luminescence microscopy and Spectroscopy: Qualitative and Quantitative Applications*. SEPM Short Course 25, pp. 9-25.
- Macfayden, W.A., Vita-Finzi, C. (1978) Mesopotamia: the Tigris-Euphrates delta and its Holocene Hammar fauna. *Geological Magazine* 115: 287-300.
- Macintyre, I.G., Reid, R.P., Steneck, R.S. (1996) Growth history of stromatolites in a Holocene fringing reef, Stocking Island, Bahamas. *Journal of Sedimentary Research* 66: 231-242.
- Macintyre, I.G., Prufert-Bebout, L., Reid, R.P. (2000) The role of endolithic cyanobacteria in the formation of lithified laminae in Bahamian stromatolites. *Sedimentology* 47: 915-921.
- MacNeil, A.J., Jones, B. (2006) Palustrine deposits on a Late Devonian coastal plain – Sedimentary attributes and implications for concepts of carbonate sequence stratigraphy. *Journal of Sedimentary Research* 76: 292-309.
- Mallada, L. (1887) Sinopsis de las especies fósiles que se han encontrado en España. Tomo III - Terreno Mesozoico (Cretáceo inferior). *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España* 14: 1-174.
- Mallada, L. (1904) Explicación del Mapa Geológico de España. Tomo V - Sistemas Infracretáceo y Cretáceo. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España* 23: 1-519.
- Maloof, A.C., Grotzinger, J.P. (2012) The Holocene shallowing-upward parasequence of north-west Andros Island, Bahamas. *Sedimentology* 59: 1357-1407.
- Mantilla-Figueroa, L.C. (1999) *El metamorfismo hidrotermal de la Sierra de Cameros (La Rioja-España): Petrología, geoquímica, geocronología y contexto estructural de los procesos de interacción fluido-roca*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 361 pp.
- Mantilla-Figueroa, L.C., Casquet, C., Mas, J.R. (1998) Los paleofluidos del Grupo Oncala, Cuenca de Cameros (La Rioja, España): Datos de inclusiones fluidas, isótopos de Oxígeno y SEM. *Geogaceta* 24: 207-210.
- Mantilla-Figueroa, L.C., Casquet, C., Mas, J.R. (1999) Comparación entre el metamorfismo de la Cuenca de Cameros y el de la Cuenca aurífera de Witwatersrand (Sudáfrica). Implicaciones metalogenéticas. *Geogaceta* 25: 131-134.
- Mantilla-Figueroa, L.C., Casquet, C., Galindo, C., Mas, J.R. (2002) El metamorfismo hidrotermal cretácico y paleógeno en la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica, España). *Zubia* 14: 143-154.
- Marazanof, F. (1969) Contribution à l'étude écologique des mollusques des eaux douces et saumâtres de Camargue I - Milieux - Espèces. *Annales de Limnologie* 5: 201-323.
- Marco-Barba, J., Holmes, J.A., Mesquita-Joanes, F., Miracle, M.R. (2013) The influence of climate and sea-level change on the Holocene evolution of a Mediterranean coastal lagoon: Evidence from ostracod palaeoecology and geochemistry. *Geobios* 46: 409-421.
- Marmi, J., Vila, B., Martín-Closas, C., Villalba-Breva, S. (2014) Reconstructing the foraging environment of the latest titanosaurs (Fumanya dinosaur tracksite, Catalonia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 410: 380-389.
- Marshak, S. (2009) *Essentials of Geology (3ª ed)*. Norton, New York, 518 pp.
- Marshall, F.E., Wingard, G.L., Pitts, P. (2009) A simulation of historic hydrology and salinity in Everglades National Park: coupling paleoecologic assemblage data with regression models. *Estuaries and Coasts* 32: 37-53.
- Martín, J.M., Braga, J.C., Riding, R. (1993) Siliciclastic stromatolites and thrombolites, Late Miocene, S.E. Spain. *Journal of Sedimentary Petrology* 63: 131-139.
- Martín-Algarra, A., Vera, J.A. (1994) Mesozoic pelagic phosphate stromatolites from the Penibetic (Betic Cordillera, Southern Spain). En: Bertrand-Sarfati, J., Monty, C. (eds) *Phanerozoic stromatolites II*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 345-391.
- Martín-Chivelet, J., Giménez, R. (1992) Palaeosols in microtidal carbonate sequences, Sierra de Utiel Formation, Upper Cretaceous, SE Spain. *Sedimentary Geology* 81: 125-145.
- Martín-Chivelet, J. (Coord.), Berástegui, X., Rosales, I., Vilas, L., Vera, J. A., Caus, E., Gräfe, K-U., Mas, R., Puig, C., Segura, M., Robles, S., Floquet, M., Quesada, S., Ruiz-Ortiz, P., Fregenal-Martínez, M.A., Salas, R., Arias, C., García, A., Martín-Algarra, A., Meléndez, M.N., Chacón, B., Molina, J.M., Sanz, J.L., Castro, J.M., García-Hernández, M., Carenas, B., García-Hidalgo, J., Gil, J., Ortega, F. (2002). Chapter 12: Cretaceous. En: Gibbons, W., Montero, M.T. (eds) *The Geology of Spain*. Geological Society, London, pp. 255-292.
- Martín-Closas, C. (1989) *Els caròfits del Cretaci inferior de les conques perifèriques del Bloc de l'Ebre*. Tesis Doctoral, Universidad de Barcelona, 581 pp.
- Martín-Closas, C. (1999) Epiphytic overgrowth of charophyte thalli by stromatolite-like structures and fungi in the Lower Cretaceous of the Iberian Ranges (Spain). *Australian Journal of Botany* 47: 305-313.
- Martín-Closas, C. (2000) *Els caròfits del Juràssic superior i el Cretaci inferior de la Península Ibèrica*. Institut d'Estudis Catalans, Barcelona, 304 pp.
- Martín-Closas, C., Alonso, A. (1998) Estratigrafía y bioestratigrafía (Charophyta) del Cretácico inferior en el sector occidental de la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 11: 253-269.
- Martín-Closas, C., Diéguez, C. (1998) Charophytes from the Lower Cretaceous of the Iberian Ranges (Spain). *Paleontology* 41: 1133-1152.
- Martín-Closas, C., Grambast-Fessard, N. (1986) Les charophytes du Crétacé inférieur de la région du Maestrat (Chaînelbérique, Catalanides, Espagne). *Paléobiologie Continentale* 15: 1-66.
- Martín-Closas, C., Clavel, B., Schroeder, R., Charollais, J., Conrad, M.A. (2009) Charophytes from the Barremian-lower Aptian of the Northern Subalpine Chains and Jura Mountains, France: correlation with associated marine assemblages. *Cretaceous Research* 30: 49-62.
- Márton, E., Čosović, V., Bucković, D., Moro, A. (2010) The tectonic development of the Northern Adriatic region constrained by Jurassic and Cretaceous paleomagnetic results. *Tectonophysics* 490: 93-102.
- Marty, D., Meyer, C.A. (2006) Depositional conditions of carbonate-dominated palustrine sedimentation around the

- K-T boundary (*Faciès Rognacien*, northeastern Pyrenean foreland, southwestern France). En: Alonso-Zarza, A.M., Tanner, L.H. (eds) *Paleoenvironmental record and applications of calcretes and palustrine carbonates*. Geological Society of America Special Paper 416, pp. 169-187.
- Mas, R. (1982) *El Cretácico Inferior de la región noroccidental de la provincia de Valencia*. Seminarios de Estratigrafía, Series Monografías 8. Universidad Complutense-Instituto de Geología Económica CSIC, Madrid, 408 pp.
- Mas, J.R., Alonso, A. (1988a) Procesos sedimentarios y ambientes diagenéticos de los arrecifes del Jurásico superior en la Cordillera Ibérica Septentrional. Programa y resúmenes de comunicaciones del *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España* (Logroño): 69-72.
- Mas, J.R., Alonso, A. (1988b) El complejo arrecifal progradante de Torrecilla en Cameros (Kimmeridgiense inferior). *III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España*, Logroño, 1988. Guía de excursiones, Instituto de Estudios Riojanos 11: 315-329.
- Mas, J.R., Alonso, A. (1989) Cement sequences in the upper Jurassic reefs of Sierra de los Cameros (Soria-La Rioja, N. Spain). Comunicaciones del *XII Congreso Español de Sedimentología* (Bilbao-España): 249-252.
- Mas, J.R., Alonso, A. (1991) Sistemas lacustres/costeros del Cretácico Inferior de la Cuenca de los Cameros: controles tectónico y eustático. Resúmenes del *III Coloquio del Cretácico de España*, p. 27.
- Mas, R., Salas, R. (2002) Lower Cretaceous of the Iberian basin. En: Gibbons, W., Moreno, T. (eds) *Geology of Spain*. The Geological Society, Londres, pp. 284-288.
- Mas, J.R., Alonso, A., Díaz, E. (1990) Tectonically controlled carbonate lacustrine systems in the northern margin of the Cameros Basin (Lower Cretaceous, North Spain). Abstract volume, *6th Meeting of the European Geological Societies* (Lisboa): 55.
- Mas, J.R., Alonso, A., Guimerà, J. (1993) Evolución tectonosedimentaria de una cuenca extensional intraplaca: la cuenca finijurásica-eocretácica de Los Cameros (La Rioja- Soria). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 6: 129-144.
- Mas, J.R., Alonso, A., Guimerà, J. (1994) Réplica a la discusión a Mas et al., 1993. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 7: 347-355.
- Mas, R., Benito, M.I., Arribas, J., Serrano, A., Guimerà, J., Alonso, A., Alonso-Azcarate, J. (2002a) La Cuenca de Cameros: desde la extensión finijurásica-eocretácica a la inversión terciaria – implicaciones en la exploración de hidrocarburos. *Zubía* 14: 9-64.
- Mas, R., Segura, M., Salas, R., Fregenal-Martínez, M.A., Sanz, J.L., García, A., Meléndez, M.N., Chacón, B., García-Hidalgo, J., Ortega, F., Gil, J., Martín-Chivelet, J. (2002b) The Iberian basin. En: Gibbons, W., Moreno, T. (eds) *The Geology of Spain*. The Geological Society, London, pp. 284-288.
- Mas, R., García, A., Salas, R., Meléndez, A., Alonso, A., Aurell, M., Bádenas, B., Benito, M.I., Carenas, B., García-Hidalgo, J.F., Gil, J., Segura, M. (2004) Segunda fase de rifting: Jurásico Superior-Cretácico Inferior. En: Vera, J.A. (ed) *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 503-510.
- Mas, R., Arribas J., Miranda, J., Najarro, M., Benito, M.I., Arribas, M.E., le Pera, E. (2009) Fluvial architecture and provenance evolution at the ending sedimentary record of a rift basin (Early Cretaceous, Cameros Basin, N Spain). Abstracts of the *27th IAS Meeting of Sedimentology* (Alghero-Italia): 598.
- Mas, R., Benito, M.I., Arribas, J., Alonso, A., Arribas, M.E., Lohmann, K.C., González-Acebrón, L., Hernán, J., Quijada, E., Suarez, P., Omodeo, S. (2011) Evolution of an intra-plate rift basin: the Latest Jurassic-Early Cretaceous Cameros Basin (Northwest Iberian Ranges, North Spain). En: Arenas, C., Pomar, L., Colombo, F. (eds) *Post-Meeting Field trips, 28th IAS Meeting* (Zaragoza-España). *Geoguidas* 8, pp. 117-154.
- Maslov, V.P. (1960) *Stromatolites: their genesis, method of study, relationship to facies, and their geological importance based on examples from the Ordovician of the Siberian Platform*. Academy of Sciences of the USSR, Geological Institute Proceedings 41. (In Russian).
- Masse, J-P., Fenerci-Masse, M. (2011) Drowning discontinuities and stratigraphic correlation in platform carbonates. The late Barremian-early Aptian record of southeast France. *Cretaceous Research* 32: 659-684.
- Masse, J.P., Bouaziz, S., Amon, E.O., Baraboshkin, E., Tarkowski, R., Bergerat, F., Sandulescu, M., Platel, J.P., Canerot, J., Guiraud, R., Poisson, A., Ziegler, M., Rimmele, G. (2000) Map 13 – Early Aptian (112-114 Ma). En: Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M.F., Cadet, J.P., Crasquin, S., Sandulescu, M. (eds) *Atlas Peri-Tethys, Palaeogeographical maps*. CCGM/CGMW, Paris.
- Masse, J. P., Fenerci, M., Pernarcic, E. (2003) Palaeobathymetric reconstruction of peritidal carbonates Late Barremian, Urganian, sequences of Provence (SE France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 200: 65-81.
- Masse, J-P., Tüysüz, O., Fenerci-Masse, M., Özer, S., Sari, B., (2009) Stratigraphic organisation, spatial distribution, palaeoenvironmental reconstruction, and demise of Lower Cretaceous (Barremian-lower Aptian) carbonate platforms of the Western Pontides (Black Sea region, Turkey). *Cretaceous Research* 30: 1170–1180.
- Masse, J-P., Fenerci-Masse, M. (2011) Drowning discontinuities and stratigraphic correlation in platform carbonates. The late Barremian-early Aptian record of southeast France. *Cretaceous Research* 32: 659-684.
- Mata, M.P. (1997) *Caracterización y evolución mineralógica de la Cuenca mesozoica de Cameros (Soria-La Rioja)*. Tesis Doctoral, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 349 pp.
- Mata, M.P., Casas, A.M., Canals, A., Gil, A., Pocovi, A. (2001) Thermal history during Mesozoic extension and Tertiary uplift in the Cameros Basin, northern Spain. *Basin Research* 13: 91-111.
- Mata, S.A., Harwood, C.L., Corsetti, F.A., Stork, N.J., Eilers, K., Berelson, W.M., Spear, J.R. (2012) Influence of gas production and filament orientation on stromatolite microfabric. *Palaios* 27: 206-219.
- Matthew, G.F. (1890a) On the existence of organisms in the pre-Cambrian rocks. *Natural History Society of New Brunswick, Bulletin* 2: 28-33.
- Matthew, G.F. (1890b) *Eozoön* and other low organisms in Laurentian rocks at St. John. *Natural History Society of*

- New Brunswick, Bulletin* 2: 36-41.
- Matyszkiewicz, J., Krajewski, M., Kedzierski, J. (2006) Origin and evolution of an Upper Jurassic complex of carbonate buildups from Zegarowe Rocks (Kraków-Wielun Upland, Poland). *Facies* 52: 249-263.
- Matyszkiewicz, J., Kochman, A., Duś, A. (2012) Influence of local sedimentary conditions on development of microbialites in the Oxfordian carbonate buildups from the southern part of the Kraków-Czestochowa Upland (South Poland). *Sedimentary Geology* 263-264: 109-132.
- Mazzullo, S.J., Birdwell, B.A. (1989) Syngenetic formation of grainstones and pisolites from fenestral carbonates in peritidal settings. *Journal of Sedimentary Petrology* 59: 605-611.
- McCave, I.N. (1970) Deposition of fine-grained suspended sediment from tidal currents. *J. Geophys. Res.* 75: 4151-4159.
- McClay, K.R., Dooley, T., Whitehouse, P., Mills, M. (2002) 4-D evolution of rift systems: Insights from scaled physical models. *AAPG Bulletin* 86: 935-959.
- Mediato, J.F., Santisteban, J.I., Mediavilla, R., Dabrio, C.J. (2007) Factores que controlan la sedimentación en el humedal costero de Almenara: análisis geoquímico y estratigráfico. En: Bermúdez, D.D., Najarro, M., Quesada, C. (eds) *II Semana de Jóvenes Investigadores del IGME*. IGME, Madrid, pp. 109-114.
- Mediato, J.F., Santisteban, J.I., Mediavilla, R., Dabrio, C.J. (2011) Análisis estratigráfico y sedimentológico del registro Holoceno del Marjal de Almenara. Variaciones eustáticas. En: Montoya Montes, I., Rodríguez Santalla, I., Sánchez García, M.J. (eds) *Avances en Geomorfología Litoral*. Actas de la VI Jornadas de Geomorfología Litoral, pp. 163-166.
- Menotti, F., O'Sullivan, A. (eds) (2013) *The Oxford Handbook of Wetland Archaeology*. Oxford University Press, 943 pp.
- Meléndez, M.N. (1983) *El Cretácico de la región de Cañete – Rincón de Ademuz (provincias de Cuenca y Valencia)*. Seminarios de Estratigrafía, Series Monografías 9. Universidad Complutense-Instituto de Geología Económica CSIC, Madrid, 242 pp.
- Meléndez, N., Gómez-Fernández, J.C. (2000) Continental deposits of the Eastern Cameros Basin (Northern Spain) during Tithonian-Berriasian Time. En: Gierlowski-Kordesch, E.H., Kelts, K.R. (eds) *Lake Basins Through Space and Time*. AAPG Studies in Geology 6, pp. 263-278.
- Meléndez, A., Soria, A.R., Meléndez, N. (2000) A coastal lacustrine system in the lower Barremian from the Oliete subbasin, central Iberian Range, northeastern Spain. En: Gierlowski-Kordesch, E.H., Kelts, K.R. (eds) *Lake basins through space and time*. Tulsa, AAPG Studies in Geology 46, pp. 279-284.
- Mendelsohn, I.A., Batzer, D.P. (2006) Abiotic constraints for wetland plants and animals. En: Batzer, D.P., Sharitz, R.R. (eds) *Ecology of freshwater and estuarine wetlands*. Berkeley, University of California Press, pp. 82-114.
- Mensink, H. (1966) Stratigraphie und Paläogeographie des marinen Jura in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch* 44: 55-102.
- Mensink, H., Schudack, M. (1982) Caliche, bodenbildungen und die palaogeographische Entwicklung an der wende mariner Jura/wealden in der westlinchen Sierra de los Cameros (Spanien). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen* 163: 49-80.
- Mercedes-Martín, R., Salas, R., Arenas, C. (2013) Facies heterogeneity and depositional models of a Ladinian (Middle Triassic) microbial-dominated carbonate ramp system (Catalan Coastal Ranges, NE Spain). *Marine and Petroleum Geology* 46: 107-128.
- Merz M.U.E. (1992) The biology of carbonate precipitation by cyanobacteria. *Facies* 26: 81-102.
- Merz-Preiß, M. (2000) Calcification in cyanobacteria. En: Riding R.E., S.M. Awramik (eds) *Microbial sediments*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 50-56.
- Miall, A.D. (1977) A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews* 13: 1-62.
- Miall, A.D. (1979) Deltas. En: Walker, R.G. (ed) *Facies Models*. Geoscience Canada, Toronto, pp. 43-56.
- Miall, A.D., Miall, C.E. (2001) Sequence stratigraphy as a scientific enterprise: the evolution and persistence of conflicting paradigms. *Earth-Science Reviews* 54: 321-348.
- Miegebielle, V., Hervouet, Y., Xavier, J.P. (1991) Individualisation jurassique du Bassin Wealdien de Soria. Chaîne Ibérique nord-occidentale. Espagne. *Bulletin des Centres de Recherche et Exploration-Production Elf-Aquitaine* 15: 69-82.
- Miegebielle, V., Hervouet, Y., Xavier, J.P. (1993) Analyse structurale de la partie méridionale du bassin du Soria (Espagne). *Bulletin des Centres de Recherche et Exploration-Production Elf-Aquitaine* 17: 19-37.
- Millán, M.I., Weissert, H.J., Owen, H., Fernández-Mendiola, P.A., García-Mondéjar, J. (2011) The Madotz Urgonian platform (Aralar, northern Spain): Paleocological changes in response to Early Aptian global environmental events. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 312: 167-180.
- Miller, J. (1988) Cathodoluminescence microscopy. En: Tucker, M. (ed) *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 174-190.
- Miranda Batalla, J.M. (2008) *Evolución de la arquitectura de las facies arenosas del grupo Oliván en el sector de Navalsaz de la Cuenca de Cameros (Cretácico Inferior, La Rioja)*. Proyecto de Máster, Universidad Complutense de Madrid, 46 pp.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R., Thompson, S. (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: Depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. En: Payton, C.E. (ed) *Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration*. AAPG Memoir 26, pp. 53-62.
- Mojon, P.O. (1989) Polymorphisme écophénotypique et paléocéologique des Porocharacées (Charophytes) du Crétacé basal (Berriasien) du Jura Franco-Suisse. *Revue de Paléobiologie* 2: 505-524.
- Montety, V., Radakovitch, O., Vallet-Coulomb, C., Blavoux, B., Hermitte, D., Valles, V. (2008) Origin of groundwater salinity and hydrogeoghemical processes in a confined coastal aquifer: Case of the Rhône delta (Southern France). *Applied Geochemistry* 23: 2337-2349.
- Monty, C.L.V. (1965) Recent algal stromatolites in the Windward Lagoon, Andros Island, Bahamas. *Annales de la Société Géologique de Belgique* 88: 269-276.
- Monty, C.L.V. (1967) Distribution and structure of Recen stromatolitic algal mats, eastern Andros Island, Bahamas.

- Annales de la Société Géologique de Belgique* 90: 55-102.
- Monty, C.L.V. (1972) Recent algal stromatolitic deposits, Andros Island, Bahamas. Preliminary report. *Geologische Rundschau* 61: 742-783.
- Monty, C.L.V. (1973) Precambrian background and Phanerozoic history of stromatolitic communities, an overview. *Annales de la Société Géologique de Belgique* 96: 585-624.
- Monty, C.L.V. (1976) The origin and development of cryptalgal fabrics. En: Walter, M.R. (ed) *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 20, pp. 193-249.
- Monty, C. (1977) Evolving concepts on the nature and the ecological significance of stromatolites. En: Flügel, E. (ed) *Fossil Algae: Recent Results and Developments*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 15-35.
- Monty, C.L. (1981) Spongiostromate vs. Porostromate stromatolites and oncolites. En: Monty, C. (ed) *Phanerozoic Stromatolites*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 1-4.
- Monty, C.L.V., Hardie, L.A. (1976) The geological significance of the freshwater blue-green algal calcareous marsh. En: Walter, M.R. (ed) *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 20, pp. 447-477.
- Monty, C.L., Mas, R. (1981) Lower Cretaceous (Wealdian) blue-green algal deposits of the province of Valencia, Eastern Spain. En: Monty, C. (ed) *Phanerozoic Stromatolites*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 85-120.
- Moratalla, J.J. (2009) Sauropod tracks of the Cameros Basin (Spain): Identification, trackway patterns and changes over the Jurassic-Cretaceous. *Geobios* 42: 797-811.
- Moratalla, J.J., Hernán, J. (2010) Probable palaeogeographic influences of the Lower Cretaceous Iberian rifting phase in the Eastern Cameros Basin (Spain) on dinosaur trackway orientations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 295: 116-130.
- Moratalla, J.J., Sanz, J.L. (1997) Cameros Basin Megatracksite. En: Currie, P.J., Padian, K. (eds) *Encyclopedia of Dinosaurs*. Academic Press, Nueva York, pp. 87-90.
- Moratalla, J.J., Sanz, J.L., Jiménez, S. (1988a) Nueva evidencia icnológica de dinosaurios en el Cretácico Inferior de La Rioja (España). *Estudios Geológicos* 44: 119-131.
- Moratalla, J.J., Sanz, J.L., Jiménez, S. (1988b) Multivariate analysis on Lower Cretaceous dinosaur footprints: Discrimination between ornithopods and theropods. *Geobios* 21: 395-408.
- Moreno-Bedmar, J.A., Company, M., Bover-Arnal, T., Salas, R., Delanoy, G., Martínez, F., Grauges, A. (2009) Biostratigraphic characterization by means of ammonoids of the lower Aptian Oceanic Anoxic Event (OAE 1a) in the eastern Iberian Chain (Maestrat Basin, eastern Spain). *Cretaceous Research* 30: 864-872.
- Moreno-Bedmar, J.A., Company, M., Bover-Arnal, T., Salas, R., Delanoy, G., Maurrasse, F.J.M.R., Grauges, A., Martínez, R. (2010) Lower Aptian ammonite biostratigraphy in the Maestrat Basin (Eastern Iberian Chain, Eastern Spain). A Tethyan transgressive record enhanced by synrift subsidence. *Geologica Acta* 8: 281-299.
- Morillo-Velarde, M.J., Meléndez Hevia, F. (1972) «La falla de San Leonardo»: interpretación paleogeográfica (Cordillera Ibérica, Soria-Burgos). *Estudios Geológicos* 28: 65-76.
- Morley, C.K., Haranya, C., Phoosongsee, W., Pongwapee, S., Kornsawan, A., Wonganan, N. (2004) Activation of rift oblique and rift parallel pre-existing fabrics during extension and their effect on deformation style: examples from the rifts of Thailand. *Journal of Structural Geology* 26: 1803-1829.
- Moullade, M., Granier, B., Tronchetti, G. (2011) The Aptian stage: back to fundamentals. *Episodes* 34: 148-156.
- Moullade, M., Granier, B., Tronchetti, G. (2014) The advantages of giving the Bedoulian, lower substage of the Aptian, the rank of a full stage. En: Rocha, R., Pais, J., Kullberg, J.C., Finney, S. (eds) *STRATI 2013*. Springer, Nueva York, pp. 267-270.
- Mount, J., Twiss, R. (2005) *Subsidence, sea level rise, and seismicity in the Sacramento-San Joaquin Delta*. San Francisco Estuary and Watershed Science 3, Article 5. Disponible online en: <http://repositories.cdlib.org/jmie/sfews/vol3/iss1/art5>
- Mulder, T., Alexander, J. (2001) The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48: 269-299.
- Muller, S.D., Bruneton, H., Soulié-Märsche, I., Rey, T., Thiéry, A., Waterkeyn, A., Brendonck, L., Schevin, P., Yavercovski, N., Grillas, P. (2008) Long-term dynamics of a Mediterranean alkaline vernal pool (Rhône Delta, southern France). *Wetlands* 28: 951-966.
- Muñoz, A., Soria, A., Canudo, J.I., Casas, A.M., Gil, A., Mata, M.P. (1997) Caracterización estratigráfica y sedimentológica del Albiense marino del borde Norte de la Sierra de Cameros. Implicaciones paleogeográficas. *Cuadernos de Geología Ibérica* 22: 139-163.
- Muñoz-Jiménez, A. (1992) *Análisis tectosedimentario del terciario del sector occidental de la Cuenca del Ebro (Comunidad de la Rioja)*. Institutos de Estudios Riojanos, Logroño, 347 pp.
- Muñoz-Jiménez, A., Casas-Sainz, A.M. (1997) The Rioja Trough (N Spain): tectonosedimentary evolution of a symmetric foreland basin. *Basin Research* 9: 65-85.
- Murphy, M.A., Sumner, D.Y. (2008) Variations in Neoproterozoic microbialite morphologies: clues to controls on microbialite morphologies through time. *Sedimentology* 55: 1189-1202.
- Murphy, D.H., Wilkinson, B.H. (1980) Carbonate deposition and facies distribution in a central Michigan marl lake. *Sedimentology* 27: 123-135.
- Mutterlose, J. (1998) The Barremian-Aptian turnover of biota in northwestern Europe: evidence from belemnites. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 144: 161-173.
- Mutti, E., Davoli, G., Tinterri, R., Zavala, C. (1996) The importance of ancient fluvio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonically active basins. *Memorie di Scienze Geologiche* 48: 233-291.
- Nagy, J., Hess, S., Dypvik, H., Bjørke, T. (2011) Marine shelf to paralic biofacies of Upper Triassic to Lower Jurassic deposits in Spitsbergen. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 300: 138-151.
- Najarro, M. (2005) *Evolución sedimentaria, procedencia y diagénesis de los últimos episodios de relleno de la Cuenca de Cameros (Grupo Oliván, Cretácico Inferior, Cordillera Ibérica Septentrional)*. Trabajo de investigación (DEA), Universidad Complutense de Madrid.
- Najarro, M., Arribas, J., Mas, R., Ochoa, M. (2005) Sedimentary

- evolution and provenance of the last provenance episodes of the Cameros Basin (Early Cretaceous, North Spain). Abstracts *8th International Conference on Fluvial Sedimentology* (Delf): 217.
- Najarro, M., Rosales, I., Moreno-Bedmar, J. A., De Gea, G. A, Barrón, E., Company, M., Delanoy, G. (2011) High-resolution chemo- and biostratigraphic records of the Early Aptian oceanic anoxic event in Cantabria (N Spain): Palaeoceanographic and palaeoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299: 137-158.
- Naumann, C.F. (1854) *Lehrbuch der Geognosie II*: Leipzig, Verlag von Wilhelm Engelmann, 1093 pp.
- Navarrete, R., Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Soria, A.R., Veloso, F.L. (2013) Changing physiography of rift basins as a control on the evolution of mixed siliciclastic-carbonate back-barrier systems (Barremian Iberian Basin, Spain). *Sed. Geol.* 289: 40-61.
- Neagu, T. (1968) Study of the Miliolidaceae in the Lower Cretaceous (Barremian) of southern Dobrogea. *Travaux du Muséum National d'Histoire Naturelle "Grigore Antipa"* 8: 563-572.
- Neagu, T. (1984) Nouvelles données sur la morphologie du test, sur la systématique et la nomenclature des miliolides agatisthegues du Mesozoïque. *Revista Española de Micropaleontología* 16: 75-90.
- Negnevitsky, M. (2005) *Artificial Intelligence. A Guide to Intelligent Systems*. 2nd edition. Pearson Education, Harlow, Reino Unido, 415 pp.
- Nemec, W., Steel, R.J. (1988) What is a fan delta and how do we recognize it? En: Nemec, W., Steel, R.J. (eds) *Fan Deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. Blackie and Son, Londres, pp. 2-13.
- Neuhauser, K.R., Lucas, S.G., de Albuquerque, J.S., Loudon, R.J., Hayden, S.N., Kietzke, K.K., Oakes, W., Des Marais, D. (1987) Stromatolites of the Morrison Formation (Upper Jurassic), Union County, New Mexico: a preliminary report. *New Mexico Geological Society Guidebook* 38: 153-159.
- Nicholson, J.A.M., Stolz, J.F., Pierson, B.K. (1987) Structure of a microbial mat at Great Sippewissett Marsh, Cape Cod, Massachusetts. *FEMS Microbiology Letters* 45: 343-364.
- Nickel, E. (1983) Environmental significance of freshwater oncoids, Eocene Guarga Formation, Southern Pyrenees, Spain. En: Peryt T.M. (ed) *Coated Grains*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 308-329.
- Noe-Nygaard, N., Sulryk, F. (1988) Washover fan and brackish bay sedimentation in the Berriasian-Valanginian of Bornholm, Denmark. *Sedimentology* 35: 197-217.
- Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, Th., Krumbein, W.E. (2001) Microbially induced sedimentary structures—a new category within the classification of primary sedimentary structures. *Journal of Sedimentary Research* 71: 649-656.
- Normati, M., Salomon, J. (1989) Reconstruction of a Berriasian lacustrine paleoenvironment in the Cameros basin (Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 70: 215-223.
- Ochoa, M. (2006) *Procedencia y diagénesis del registro arenoso del Grupo Urbión (Cretácico Inferior) de la Cuenca de Cameros (Cordillera Ibérica septentrional)*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 240 pp.
- Ochoa, M., Arribas, J., Mas, R., Goldstein, R.H. (2007) Destruction of a fluvial reservoir by hydrothermal activity (Cameros Basin, Spain). *Sedimentary Geology* 202: 158-173.
- Ogg, J.G., Hinnov, L.A. (2012) Cretaceous. En: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M.D., Ogg G.M. (eds) *The Geologic Time Scale 2012*, Volume 2. Elsevier, Oxford, pp. 793-853.
- Olagüe, I. (1935) Notas para el estudio del Jurásico de la Rioja. I - La Sierra de Peña Isasa. *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural* 35: 25-38.
- Olagüe, I. (1936) Notas para el estudio del Jurásico de la Rioja. II - Las sierras de Cameros. *Boletín de la Sociedad Española de Historia Natural* 36: 101-123.
- Omaña, L., Alencáster, G. (2009) Lower Aptian shallow-water benthic foraminiferal assemblage from the Chlacachapa range in the Guerrero-Moerlos Platform, south Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 26: 575-586.
- Omodeo Salé, S. (2014) *Thermal and Sedimentary Modelling of an Intraplate Extensional Basin (Cameros Basin, North of Spain): Application for a Hydrocarbon Prospecting*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 481 pp.
- Omodeo-Salé, S., Guimerà, J., Mas, R., Arribas, J. (2014) Tectono-stratigraphic evolution of an inverted extensional basin: the Cameros Basin (north of Spain). *International Journal of Earth Sciences* 103: 1597-1620.
- Opdyke, B.N., Wilkinson, B.H. (1990) Paleolatitude distribution of Phanerozoic marine ooids and cements. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 78: 135-148.
- Ortí, F. (2010) Evaporitas: introducción a la sedimentología evaporítica. En: Arche, A. (ed) *Sedimentología. Del Proceso Físico a la Cuenca Sedimentaria*. Madrid, CSIC, pp. 675-769.
- Palacios, P. (1890) Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Soria. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España* 16, 558 pp.
- Palacios, P., Sánchez, R. (1885) La formación wealdense en las provincias de Soria y Logroño. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España* 12: 109-140.
- Pannella, G. (1976) Geophysical inferences from stromatolite lamination. En: Walter, M.R. (ed) *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 20, pp. 673-685.
- Pardo, G., Arenas, C., González, A., Luzón, A., Muñoz, A., Pérez, A., Pérez-Rivarés, F.J., Vázquez-Urbez, M., Villena, J. (2004) La Cuenca del Ebro. En: Vera, J.A. (ed) *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 533-543.
- Park, R. (1976) A note on the significance of lamination in stromatolites. *Sedimentology* 23: 379-393.
- Park, R. (1977) The preservation potential of some recent stromatolites. *Sedimentology* 24: 485-506.
- Parker, G. (1984) Hydrology of the pre-drainage system of the Everglades in southern Florida. En: Gleason, P.J. (ed) *Environments of South Florida: Present and past II*. Miami Geological Society, pp. 28-37.
- Parkinson, R.W. (1989) Decelerating Holocene sea-level rise and its influence on southwest Florida coastal evolution: A transgressive/regressive stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology* 59: 960-972.
- Partow, H. (2001) *The Mesopotamian Marshlands: Demise*

- of and Ecosystem. United Nations Environment Programme (UNEP), Early Warning and Assessment Technical Report UNEP/DEWA/TR.01-3. Disponible online en: <http://eoimages.gsfc.nasa.gov/images/imagerecords/1000/1716/meso2.pdf>
- Pascal, A. (1984) *Les systemes biosedimentaries urgoniens (Aptien-Albien) sur la marge Nord-Iberique*. Tesis Doctoral. Universite de Djon, 561 pp.
- Paull, C.K., Neumann, A.C., Bebout, B., Zabielski, V., Showers, W. (1992) Groth rate and stable isotopic character of modern stromatolites from San Salvador, Bahamas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 95: 335-344.
- Paul, J., Peryt, T.M. (2000) Kalkowsky's stromatolites revisited (Lower Triassic Buntsandstein, Harz Mountains, Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161: 435-458.
- Paul, J., Arp, G., Reitner, J. (2008) Kalkowsky's type stromatolites and other microbialites of Lower Saxony. Excursion A, pre-conference field trip. En: Reitner, J., Quéric, N.V., Reich, M. (eds) *Geobiology of stromatolites. International Kalkowsky-Symposium*. Abstract volumen and field guide to excursions, Universitätsdrucke Göttingen, pp. 141-167.
- Paul, J., Peryt, T.M., Burne, R.V. (2011) Kalkowsky's stromatolites and oolites (Lower Buntsandstein, Northern Germany). En: Reitner, J., Quéric, N.V., Arp G. (eds) *Advances in stromatolite geobiology*. Lecture Notes in Earth Sciences 131, Springer, Berlin, pp. 13-28.
- Pentecost, A. (1978) Blue-green algae and freshwater carbonate deposits. *Proc. Roy. Soc. London B*, 200: 43-61.
- Pentecost, A., Riding, R. (1986) Calcification in cyanobacteria. En: Leadbeater, B.S.C., Riding, R. (eds) *Biomineralization in lower plants and animals*. Claredon Press, Oxford, pp. 73-90.
- Pereda-Suberbiola, X., Knoll, F., Ruiz-Omeñaca, J.I., Company, J., Torcida Fernández-Baldor, F. (2012) Reassessment of *Prejanopterus curvirostris*, a basal pterodactyloid pterosaur from the Early Cretaceous of Spain: *Acta Geologica Sinica* 86: 1389-1401.
- Pereira, R., Feist, M., Azerêdo, A.C. (2003) New charophytes from the Upper Jurassic of the Lusitanian Basin (Portugal). *Journal of Micropalaeontology* 22: 113-126.
- Pérez-Lorente, F. (1987a) La estructura del borde Norte de la Sierra de Cameros (La Rioja). *Boletín Geológico y Minero* 98: 484-492.
- Pérez-Lorente, F. (1987b) Escamas tectónicas alpinas en Lagunilla de Jubera (La Rioja). *Mediterránea, serie geológica* 6: 39-54.
- Pérez-Lorente, F. (2002) La distribución de yacimientos y de tipos de huellas de dinosaurio en la cuenca de Cameros (La Rioja, Burgos, Soria, España) *Zubia monográfico* 14: 191-210.
- Perillo, G.M.E., Wolanski, E., Cahoon, D.R., Brinson, M.M. (eds) (2009) *Coastal Wetlands. An integrated ecosystem approach*. Elsevier, Amsterdam, 974 pp.
- Peropadre, C. (2012) *El Aptiense del margen occidental de la cuenca del Maestrazgo: controles tectónico, eustático y climático en la sedimentación*. Tesis doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- Peropadre, C., Meléndez, N., Liesa, C.L. (2007) Heterogeneous subsidence and paleogeographic elements in an extensional setting revealed through the correlation of a storm deposit unit (Aptian, E Spain). *J. Iberian Geol.* 33: 79-91.
- Perthuisot, J.P. (1975) *La sabkha el Melah de Zarzis. Genèse et évolution d'un bassin salin paraliqúe*. École Normale Supérieure de Paris, Travaux du Laboratoire de Géologie 9, 252 pp.
- Perrin, C., Plaziat, J.-C., Rosen, B.R. (1998) Miocene coral reefs and reef corals of the south-western Gulf of Suez and north-western Red sea: distribution, diversity and regional environmental controls. En: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (eds) *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins. Red Sea and Gulf of Aden*. Chapman and Hall, London, pp. 296-319.
- Peryt, T.M. (1975) Significance of stromatolites for the environmental interpretation of the Buntsandstein (Lower Triassic) rocks. *Geol. Rundsch.* 64: 143-158.
- Petryshyn, V.A., Corsetti, F.A. (2011) Analysis of growth directions of columnar stromatolites from Walker Lake, western Nevada. *Geobiology* 9: 425-435.
- Petryshyn, V.A., Corsetti, F.A., Berelson, W.M., Beaumont, W., Lund, S.P. (2012) Stromatolite lamination frequency, Walker Lake, Nevada: Implications for stromatolites as biosignatures. *Geology* 40: 499-502.
- Petuch, E.J., Roberts, C.E. (2007) *Geology of the Everglades and adjacent areas*. CRC Press, Boca Ratón, Florida, 212 pp.
- Peybernès, B. (1976) *Le Jurassique et le Cretace Inferieur des Pyrenees Franco-Espagnoles entre la Garonne et la Mediterranee*. Tesis Doctoral. Université Paul-Sabatier, 453 pp.
- Pia, J. (1927) Thallophtya. En: Hirmer, M. (ed) *Handbuch der Paläobotanik*. Oldenbourg Verlag, Munich, pp. 31-136.
- Pierson, T.C. (2005) Hyperconcentrated flow: transitional process between water flow and debris flow. En: Jakob, M., Hungr, O. (eds) *Debris-Flow Hazards and Related Phenomena*. Springer, Berlin, pp. 159-202.
- Pietman, W.C. (1978) Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins. *Geological Society of America bulletin* 89: 1389-1403.
- Planavsky, N., Grey, K. (2008) Stromatolite branching in the Neoproterozoic of the Centralian Superbasin, Australia: an investigation into sedimentary and microbial control of stromatolite morphology. *Geobiology* 6: 33-45.
- Planavsky, N., Ginsburg, R.N. (2009) Taphonomy of modern marine Bahamian microbialites. *Palaio* 24: 5-17.
- Planavsky, N., Reid, R.P., Lyons, T.W., Myshrrall, K.L., Visscher, P.T. (2009) Formation and diagenesis of modern marine calcified cyanobacteria. *Geobiology* 7: 566-576.
- Pla-Pueyo, S., Gierlowski-Kordesch, E.H., Candy, I., Viseras, C. (2012) *The challenge of classifying ancient freshwater wetlands: An example from the Pliocene-Pleistocene Guadix Basin (S. Spain)*. 2012 GSA Annual Meeting :145-1.
- Platt, N.H. (1989a) Climatic and tectonic controls on sedimentation of a Mesozoic lacustrine sequence: the Purbeck of the Western Cameros Basin, Northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 70: 187-197.
- Platt, N.H. (1989b) Continental sedimentation in an evolving rift basin: the Lower Cretaceous of the western Cameros Basin (northern Spain). *Sedimentary Geology* 64: 91-109.

- Platt, N.H. (1989c) Lacustrine carbonates and pedogenesis: sedimentology and origin of palustrine deposits from the Early Cretaceous Rupelo Formation, W Cameros Basin, N Spain. *Sedimentology* 34: 665-684.
- Platt, N.H. (1990) Basin evolution and fault reactivation in the western Cameros Basin, Northern Spain. *Journal of the Geological Society* 147: 165-175.
- Platt, N.H. (1994a) The western Cameros Basin, northern Spain: Hortigüela Formation (?Valanginian-Barremian). En: Gierlowski-Kordesch, E., Kelts, K. (eds) *Global Geological Record of Lake Basins*. Cambridge University Press, pp. 203-208.
- Platt, N.H. (1994b) The western Cameros Basin, northern Spain: Rupelo Formation (Berriasian). En: Gierlowski-Kordesch, E., Kelts, K. (eds) *Global Geological Record of Lake Basins*. Cambridge University Press, pp. 195-202.
- Platt, N.H. (1995) Sedimentation and tectonics of a synrift succession: Upper Jurassic alluvial fans and palaeokarst at the late Cimmerian unconformity, western Cameros Basin, northern Spain. En: Plint, A.G. (ed) *Sedimentary facies analysis: a tribute to the research and teaching of Harold G. Reading*. IAS Special Publication 22, pp. 219-236.
- Platt, N.H., Wright, V.P. (1991) Lacustrine carbonates: facies models, facies distributions and hydrocarbon aspects. En: Anadón, P., Cabrera, L., Kelts, K. (eds) *Lacustrine Facies Analysis*. IAS Special Publication 13, pp. 57-74.
- Platt, N.H., Wright, V.P. (1992) Palustrine carbonates and the Florida Everglades: Towards an exposure index for the fresh-water environment? *Journal of Sedimentary Petrology* 62: 1058-1071.
- Playford, P.E., Cockbain, A.E. (1976) Modern algal stromatolites at Hamelin Pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, Western Australia. En: Walter, M.R. (ed) *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 20, pp. 389-411.
- Playford, P.E., Cockbain, A.E., Druce, E.C., Wray, J.L. (1976) Devonian stromatolites from the Canning Basin, Western Australia. En: Walter, M.R. (ed) *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 20, pp. 543-563.
- Plaziat, J.C. (1982) Introduction à l'écologie des milieux de transition eau douce - eau salée pour l'identification des paléoenvironnements correspondants. Critique de la notion de domaine margino-littoral. *Mémoires de la Société Géologique de France (Nouvelle Série)* 144: 187-206.
- Plaziat, J.C., Baltzer, F., Choukri, A., Conchon, O., Freytet, P., Orszag-Sperber, F., Raguideau, A., Reyss, J.L. (1998a) Quaternary marine and continental sedimentation in the northern Red Sea and Gulf of Suez (Egyptian coast): influences of rift tectonics, climatic changes and sea-level fluctuations. En: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (eds) *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins. Red Sea and Gulf of Aden*. Chapman and Hall, Londres, pp. 537-573.
- Plaziat, J.C., Montenat, C., Barrier, P., Janin, M.C., Orszag-Sperber, F., Philobos, E. (1998b) Stratigraphy of the Egyptian syn-rift deposits: correlations between axial and peripheral sequences of the north-western Red Sea and Gulf of Suez and their relations with tectonic and eustasy. En: Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (eds) *Sedimentation and Tectonics in Rift Basins. Red Sea and Gulf of Aden*. Chapman and Hall, London, pp. 211-222.
- Plaziat, J.C., Younis, W.R. (2005) *The modern environments of molluscs in southern Mesopotamia, Iraq: a guide to paleogeographical reconstructions of Quaternary fluvial, palustrine and marine deposits*: Carnets de Géologie, Article 2005/01. Disponible online en: http://paleopolis.rediris.es/cg/CG2005_A01/
- Plint, A.G. (1984) A regressive coastal sequences from the Upper Eocene of Hampshire, southern England. *Sedimentology* 31: 213-225.
- Pollock, J.B. (1918) *Blue-green algae as agents in the deposition of marl in a Michigan lake*. Annual Reports of the Michigan Academy of Science 20, pp. 247-259.
- Pomeroy, L.R. (1959) Algal productivity in salt marshes of Georgia. *Limnology and Oceanography* 4: 386-397.
- Popa, R., Kinkle, B.K., Badescu, A. (2004) Pyrite framboids as biomarkers for iron-sulfur systems. *Geomicrobiology Journal* 21: 193-206.
- Pope, M.C., Grotzinger, J.P., Schreiber, B.C. (2000) Evaporitic subtidal stromatolites produced by *in situ* precipitation: textures, facies associations, and temporal significance. *Journal of Sedimentary Research* 70: 1139-1151.
- Postma, G. (1990) Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. En: Colella, A., Prior, D.B. (eds) *Coarse-Grained Deltas*. IAS Special Publication 10, pp. 13-27.
- Prado, P., Caiola, N., Ibáñez, C. (2014) Freshwater inflows and seasonal forcing strongly influence macrofaunal assemblages in Mediterranean coastal lagoons. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 147: 68-77.
- Pratt, B.R. (2001) Calcification of cyanobacterial filaments: *Girvanella* and the origin of lower Paleozoic lime mud. *Geology* 29: 763-766.
- Pratt, B.R., James, N.P., Cowan, C.A. (1992) Peritidal carbonates. En: Walker, R.G., James, N.P. (eds) *Facies Models: response to sea level change*. Toronto, Geological Association of Canada, pp. 303-322.
- Preiss, W.V. (1973) The systematics of South Australian Precambrian and Cambrian stromatolites. Part II. *Transactions of the Royal Society of South Australia* 97: 91-125.
- Pruvost, P. (1930) Sédimentation et subsidence. En: *Livre Jubilaire de la Société Géologique de France 1830-1930*, vol. 2, pp. 545-564.
- Purser, B.H., Bosence, D.W.J. (eds) (1998) *Sedimentation and Tectonics of Rift Basins: Red Sea-Gulf of Aden*. Chapman & Hall, Londres, 663 pp.
- Purser, B.H., Al Azzawi, M., Al Hassani, N.H., Baltzer, F., Hassan, K.M., Orszag-Sperber, F., Plaziat, J.C., Yacoub, S.Y., Younis, W.R. (1982) Caractères et évolution du complexe deltaïque Tigre-Euphrate. *Mémoires de la Société Géologique de France (Nouvelle Série)* 144: 207-216.
- Püspöki, Z., Tóth-Makk, A., Kozák, M., Dávid, A., McIntosh, R.W., Buday, T., Demeter, G., Kiss, J., Püspöki-Terebesi, M., Barta, K., Csordás, C., Kiss, J. (2009) Truncated higher order sequences as responses to compressive intraplate tectonic events superimposed on eustatic sea-level rise. *Sedimentary Geology* 219: 208-236.
- Qu, Y., Xie, G., Gong, Y. (2004) Relationship between Earth-Sun-Moon 1000 Ma ago: Evidence from the stromatolites. *Chinese Science Bulletin* 49: 2288-2295.
- Quade, J., Mifflin, M.D., Pratt, W.L., McCoy, W., Burckle, L.

- (1995) Fossil spring deposits in the southern Great Basin and their implications for changes in water-table levels near Yucca Mountain, Nevada, during Quaternary time. *Geological Society of America Bulletin* 107: 213-230.
- Quijada, I.E. (2014) *Evolución sedimentaria y paleogeografía de los sistemas costeros siliciclásticos y carbonático-evaporíticos del Grupo Oncala (Berriasiense, cuenca de Cameros oriental)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 316 pp.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, J.R., Alonso, A. (2010) Un ejemplo de llanura fluvio-deltaica influenciada por las mareas: el yacimiento de icnitas de Serrantes (Grupo Oncala, Berriasiense, Cuenca de Cameros, N. de España). *Geogaceta* 49: 15-18.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, J.R. (2011) Tidal influence in Berriasian deposits from the Cameros Basin (N Spain). Paleogeographic implications. En: Bádenas, B. Aurell, M., Alonso-Zarza, A. M. (eds) Abstracts of the 28th IAS Meeting of Sedimentology (Zaragoza-España): 178.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, R. (2013a) New insights on stratigraphy and sedimentology of the Oncala Group (eastern Cameros Basin): implications for the paleogeographic reconstruction of NE Iberia at Berriasian times. *Journal of Iberian Geology* 39: 313-334.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, R. (2013b) Depositional depth of laminated carbonate deposits: insights from the Lower Cretaceous Valdeprado Formation (Cameros Basin, northern Spain). *Journal of Sedimentary Research* 83: 241-257.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Lugli, S., Mas, R. (2014) From carbonate-sulphate interbeds to carbonate breccias: the role of tectonic deformation and diagenetic processes (Cameros Basin, Lower Cretaceous, N Spain). *Sedimentary Geology* 312: 76-93.
- Quijada, I.E., Suarez-Gonzalez, P., Benito, M.I., Mas, R. (en prensa) Tidal versus continental sandy-muddy flat deposits: evidence from the Oncala Group (Early Cretaceous, N Spain). En: B. Tessier, J.Y. Reynaud (eds) *Tidal Sedimentology: From process to Stratigraphy*. IAS Special Publication 47.
- Quintá, A., Tavani, S., Roca, E. (2012) Fracture pattern analysis as a tool for constraining the interaction between regional and diapir-related stress fields: Poza de la Sal Diapir (Basque Pyrenees, Spain). En: Alsop, G.I., Archer, S.G., Hartley, A.J., Grant, N.T., Hodgkinson, R. (eds) *Salt Tectonics, Sediments and Prospectivity*. Geological Society of London Special Publications 363, pp. 521-532.
- Quintero, I., Trigueros, E. (1956) La cordillera Ibérica. En: *El Cretáceo en España*. Memorias del IGME 57: 175-199.
- Raaben, M.E. (2006) Dimensional parameters of columnar stromatolites as a result of stromatolite ecosystem evolution. *Stratigraphy and Geological Correlaition* 14: 150-163.
- Radley, J.D., Allen, P. (2012) The Southern English Wealden (non-marine Lower Cretaceous): overview of palaeoenvironments and palaeoecology. *Proceedings of the Geologists' Association* 123: 382-385.
- Rameil, N., Immenhauser, A., Warrlich, G., Hillgärtner, H., Droste, H.J. (2010) Morphological patterns of Atpian *Lithocodium-Bacinella* geobodies: relation to environment and scale. *Sedimentology* 57: 883-911.
- Rami, M., Reza Vaziri, M., Taherpour Khalil Abad, M., Abolfazl Hosseini, S., Carević, I., Allameh, M. (2012) Microbiostratigraphy of the Lower Cretaceous strata from the Bararig mountain, SE Iran. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 29: 63-75.
- Ramírez Merino, J.I., Olivé Davó, A., Hernández Samaniego, A., Álvaro López, M., Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J., Anadón, P., Molina, E., Gallardo, J. (1990) *Hoja geológica 241 (Anguiano)*. Mapa Geológico de España 1:50.000, Segunda serie, IGME, Madrid.
- Ramsar Convention (2002) Principles and guidelines for incorporating wetland issues into Integrated Coastal Zone Management (ICZM). Resolution VIII.4 (2002) of the 8th Meeting of the Conference of the Contracting Parties to the Convention on Wetlands. Available online at: http://www Ramsar.org/cda/en/Ramsar-documents-resol-resolutions-of-8th/main/Ramsar/1-31-107%5E21367_4000_0.
- Ramos, A., Sopena, A., Sánchez-Moya, Y., Muñoz, A. (1996) Subsidence analysis, maturity modelling and hydrocarbon generation of the Alpine sedimentary sequence in the NW of the Iberian Ranges (Central Spain). *Cuadernos de Geología Ibérica* 21: 23-53.
- Rasmussen, K.A., Macintyre, I.G., Prufert, L. (1993) Modern stromatolite reefs fringing a brackish coastline, Chetumal Bay, Belize. *Geology* 21: 199-202.
- Ravnås, R., Steel, R.J. (1998) Architecture of marine rift-basin successions. *AAPG Bulletin* 82: 110-146.
- Raymond, A., Lambert, L., Costanza, S., Slone, E.J., Cutlip, P.C. (2010) Cordaiteans in paleotropical wetlands: An ecological re-evaluation. *Coal Geology* 83: 248-265.
- R Development Core Team (2012) *R: A language and environment for statistical computing*. R Foundation for Statistical Computing, Viena. <http://www.R-project.org/>
- Reed, D.J. (2002) Understanding tidal marsh sedimentation in the Sacramento-San Joaquin Delta, California. *Journal of Coastal Research, Special Issue* 36: 605-511.
- Reed, D.J. (2005) Wetlands. En: Schwartz, ML (ed) *Encyclopedia of Coastal Science*. Springer, Berlin, pp. 1077-1081.
- Reid, R.P. (2011) Stromatolites. En: Hopley, D. (ed) *Encyclopedia of Modern Coral Reefs*. Springer, Heidelberg, pp. 1045-1051.
- Reid, R.P., Browne, K.M. (1991) Intertidal stromatolites in a fringing Holocene reef complex, Bahamas. *Geology* 19: 15-18.
- Reid, R.P., Macintyre, I.G., Browne, K.M., Steneck, R.S., Miller, T. (1995) Modern marine stromatolites in the Exuma Cays, Bahamas: uncommonly common. *Facies* 33: 1-18.
- Reid, R.P., Macintyre, I.G., Steneck, R.S. (1999) A microbialite/algal ridge fringing reef complex, Highborne Cay, Bahamas. *Atoll Research Bulletin* 465: 1-18.
- Reid, R.P., Visscher, P.T., Decho, A.W., Stolz, J.F., Bebout, B.M., Dupraz, C., Macintyre, I.G., Paerl, H.W., Pinckney, J.L., Prufert-Bebout, L., Steppe, T.F., DesMarais, D.J. (2000) The role of microbes in accretion, lamination and early lithification of modern marine stromatolites. *Nature* 406: 989-992.
- Reid, R.P., James, N.P., Macintyre, I.G., Dupraz, C.P., Burne,

- R.V. (2003a) Shark Bay stromatolites: microfabrics and reinterpretation of origins. *Facies* 49: 299-324.
- Reid, R.P., Dupraz, C.D., Visscher, P.T., Sumner, D.Y. (2003b) Microbial processes forming marine stromatolites. Microbe-mineral interactions with three-billion-year rock record. En: Krumbein, W.E., Paterson, D.M., Zavarzin, G.A. (eds) *Fossil and recent biofilms. A Natural History of life on Earth*. Springer, Berlin, pp. 103-118.
- Reineck, H.E., Singh, I.B. (1980) *Depositional sedimentary environments*. 2ª ed. Springer-Verlag, Berlin, 549 pp.
- Reineck, H.E., Wunderlich, F. (1968) Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology* 11: 99-104.
- Reitner, J. (1993) Modern cryptic microbialite/Metazoan facies from Lizard Island (Great Barrier Reef, Australia). Formation and concepts. *Facies* 29: 3-40.
- Reitner, J. (2011a) Microbial mats. En: Reitner, J., Thiel, V. (eds) *Encyclopedia of Geobiology*. Springer, Berlin, pp. 606-607.
- Reitner, J. (2011b) Biofilms. En: Reitner, J., Thiel, V. (eds) *Encyclopedia of Geobiology*. Springer, Berlin, pp. 134-135.
- Reuter, M., Piller, W.E., Harzhauser, M., Kroh, A., Berning, B. (2009) A fossil Everglades-type marl prairie and its paleoenvironmental significance. *Palaio* 24: 747-755.
- Rey, J., Bilotte, M., Peybernès, B. (1977) Analyse biostratigraphique et paléontologique de l'Albien marin d'Estremadura (Portugal). *Geobios* 10(3): 369-393.
- Richter, G. (1930) Die iberischen Ketten zwischen Jalon und Demanda. *Abhandlungen der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen* 16: 50-118.
- Richter, G. (1956) Las cadenas Celtibéricas entre el valle del Jalon y la Sierra de la Demanda. *Publicaciones extranjeras sobre geología de España* 9: 62-142.
- Richter, G., Teichmüller, R. (1933) Die entwicklung der Keltiberischen Ketten. *Abhandlungen der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen* 3: 1068-1183.
- Riding, R. (1975) Girvanella and other algae as depth indicators. *Lethaia* 8: 173-179.
- Riding, R. (1977) Skeletal stromatolites. En: Flügel, E. (ed) *Fossil Algae: recent results and developments*. Berlin, Springer, pp. 57-60.
- Riding, R. (1979) Origin and diagenesis of lacustrine algal bioherms at the margin of the Ries crater, Upper Miocene, southern Germany. *Sedimentology* 26: 645-680.
- Riding, R. (1982) Cyanophyte calcification and changes in ocean chemistry. *Nature* 299: 814-815.
- Riding, R. (1991a) Classification of microbial carbonates. En: Riding, R. (ed) *Calcareous algae and stromatolites*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 21-52.
- Riding, R. (1991b) Calcified cyanobacteria. En: Riding, R. (ed) *Calcareous algae and stromatolites*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 55-87.
- Riding, R. (1999) The term stromatolite: towards an essential definition. *Lethaia* 32: 321-330.
- Riding, R. (2000) Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. *Sedimentology* 47 (Supplement 1): 179-214.
- Riding, R. (2006a) Cyanobacterial calcification, carbon dioxide concentrating mechanisms, and Proterozoic-Cambrian changes in atmospheric composition. *Geobiology* 4: 299-316.
- Riding, R. (2006b) Microbial carbonate abundance compared with fluctuations in metazoan diversity over geological time. *Sedimentary Geology* 185: 229-238.
- Riding, R. (2008) Abiogenic, microbial and hybrid authigenic carbonate crusts: components of Precambrian stromatolites. *Geologica Croatica* 61: 73-103.
- Riding, R. (2011a) Microbialites, stromatolites, and thrombolites. En: Reitner, J., Thiel, V. (eds) *Encyclopedia of Geobiology*. Springer, Berlin, pp. 635-654.
- Riding, R. (2011b) The nature of stromatolites: 3,500 million years of history and a century of research. En: Reitner, J., Quéric, N.V., Arp, G. (eds) *Advances in Stromatolite Geobiology*. Lecture Notes in Earth Sciences 131, Springer, Berlin, pp. 29-74.
- Riding, R., Liang, L. (2005a) Seawater chemistry control of marine limestone accumulation over the past 550 million years. *Revista Española de Micropaleontología* 37: 1-11.
- Riding, R., Liang, L. (2005b) Geobiology of microbial carbonates: metazoan and seawater saturation state influences on secular trends during the Phanerozoic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 219: 101-115.
- Riding, R., Tomás, S. (2006) Stromatolite reef crusts, Early Cretaceous, Spain: bacterial origin of in situ-precipitated peloid microspar? *Sedimentology* 53: 23-34.
- Riding, R., Awramik, S.M., Winsborough, B.M., Griffin, K.M., Dill, R.F. (1991a) Bahamian giant stromatolites: microbial composition of surface mats. *Geological Magazine* 128: 227-234.
- Riding, R., Braga, J.C., Martín, J.M. (1991b) Oolite stromatolites and thrombolites, Miocene, Spain: analogues of Recent giant Bahamian examples. *Sedimentary Geology* 71: 121-127.
- Robador, A., García-Senz, J. (2004) El Cretácico Inferior de la vertiente surpirenaica. En: Vera, J.A. (ed) *Geología de España*. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero, Madrid, pp. 285-291.
- Roberts, S., Jackson, J. (1991) Active normal faulting in central Greece: an overview. En: Roberts, A.M., Yielding, G., Freeman, B. (eds) *The Geometry of Normal Faults*. The Geological Society Special Publications 56, pp. 125-142.
- Roca, E., Guimerà, J., Salas, R. (1994) Mesozoic extensional tectonics in the southeast iberian Chain. *Geological Magazine* 131: 155-168.
- Roddy, H.J. (1915) Concretions in streams formed by the agency of blue-green algae and related plants. *Proceedings of the American Philosophical Society* 54: 246-258.
- Rodrigo, M.A., Alonso-Guillén, J.L., Soulié-Märsche, I. (2010) Reconstruction of the former charophyte community out of the fructifications identified in Albufera de València lagoon sediments. *Aquatic Botany* 92: 14-22.
- Rodríguez Quiroga, A.J. (2011) *Significado de las facies urgonianas al N del cabalgamiento de Cameros en el sector de Grávalos (N Cordillera Ibérica, La Rioja)*. Proyecto de Máster, Universidad Complutense de Madrid, 57 pp.
- Rodríguez-Martínez, M., Sánchez, F., Walliser, E.O., Reitner, J. (2012) An Upper Turonian fine-grained shallow marine stromatolite bed from the Muñecas Formation, Northern Iberian Ranges, Spain. *Sedimentary Geology* 263-264: 96-108.

- Röhl, U., Ogg, J.G. (1998) Aptian-Albian eustatic sea-levels. En: Camoin, G.F., Davies, P.J. (eds) *Reefs and Carbonate Platforms in the Pacific and Indian Oceans*. IAS Special Publications 25, pp. 95-136.
- Rosales, I. (1999) Controls on carbonate-platform evolution on active fault blocks: The Lower Cretaceous Castro Urdiales platform (Aptian-Albian, Northern Spain). *J. Sed. Res.* 69: 447-465.
- Rosales, I., Gräfe, K-U., Robles, S., Quesada, S., Floquet, M. (2002) Chapter 12 Cretaceous: The Basque-Cantabrian Basin. En: Gibbons, W., Montero, M.T. (eds) *The Geology of Spain*. Geological Society, Londres, pp. 272-281.
- Rosell, J., Llompart, C. (1982) Capítulo 4: Pirineo. En: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense de Madrid-Instituto de Geología Económica CSIC, Madrid, pp. 161-196.
- Rossi, C., Lozano, R.P., Isanta, N., Hellstrom, J. (2010) Manganese stromatolites in caves: El Soplao (Cantabria, Spain). *Geology* 38: 1119-1122.
- Rouchy, J.M., Monty, C.L. (1981) Stromatolites and cryptalgal laminites associated with Messinian gypsum of Cyprus. En: Monty, C. (ed) *Phanerozoic stromatolites: case histories*. Springer-Verlag, New York, pp. 155-180.
- Rouchy, J.M., Monty, C. (2000) Gypsum microbial sediments: Neogen and Modern examples. En: Riding, R., Awramik, S.M. (eds) *Microbial sediments*. Springer, Berlin, pp. 209-216.
- Royo y Gómez, J. (1926) Los vertebrados del Cretácico español de facies Weald. *Boletín del Instituto Geológico de España* 47: 169-176.
- Ruffell, A. (1991) Sea-level events during the Early Cretaceous in Western Europe. *Cretaceous Research* 12: 527-551.
- Runnel, D.D. (1969) Diagenesis, chemical sediments, and the mixing of natural waters. *J. Sed. Petrol.* 39: 1188-1201.
- Rygel, M.C., Calder, I.H., Gibling, M.R., Gingras, M.K., Melrose, C.S.A. (2006) Tournaisian forested wetlands in the Horton Group of Atlantic Canada. En: Greb, S.F., DiMichele, W.A. (eds) *Wetlands through time*. Geological Society of America Special Paper 399, pp. 103-126.
- Sacristán-Horcadada, S., Arribas, M.E., Mas, R. (2011) Sedimentología de sucesiones *sinrift* tempranas en un semigraben marginal de un *rift* extensional: la Cuenca de Bijuesca, Jurásico superior de la Cordillera Ibérica (Zaragoza, España). *Geogaceta* 50: 121-124.
- Sacristán-Horcadada, S., Mas, R. and Arribas, M.E. (2012a) Evolución de los sistemas lacustres asociados al estadio temprano de *rift* en el Semigraben de Rupelo (NO de la cuenca de Cameros, España): subsidencia e influencia marina. *Geo-Temas* 13: 159-162.
- Sacristán-Horcadada, S., Carrasco, A., Mas, R., Arribas, M.E. (2012b) Comparación del registro estratigráfico de dos cubetas satélites asociadas a un sistema de *rift*: los surcos de Bijuesca y Bigornia (SE de la Cuenca de Cameros). *Geo-Temas* 13: 88 + CD.
- Sáenz García, C. (1932) Notas para el estudio de la facies Wealdica española. *Congreso de la Asociación Española para el Progreso de las Ciencias* (Lisboa-Portugal): 59-76.
- Sáenz García, C. (1945) Bases para la revisión del mapa geológico de la provincia de Soria. *Las Ciencias* 10: 1-12.
- Sáenz García, C. (1948) Datos para el estudio de la paleogeografía del Jurásico Superior y del Cretácico Inferior en el NE de España. *XVIII Congreso Geológico Internacional de Asesoría Geológica de Obras Públicas* (Londres-Reino Unido): 12.
- Sahagian, D., Pinous, O., Olferiev, A., Zakharov, V. (1996) Eustatic Curve for the Middle Jurassic-Cretaceous Based on Russian Platform and Siberian Stratigraphy: Zonal Resolution. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 80: 1433-1458.
- Salas, R. (1987) *El Malm i el Cretaci Inferior entre el Massís de Garraf i la Serra d'Espada. Anàlisi de conca*. Tesis Doctoral, Universitat de Barcelona, 345 pp.
- Salas, R., Casas, A. (1993) Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics* 228: 33-55.
- Salas, R., Martín-Closas, C. (eds) (1995) *El Cretácico inferior del nordeste de Iberia*. Publicacions de la Universitat de Barcelona, 153 pp.
- Salas, R., Guimerà, J., Mas, R., Martín-Closas, C., Meléndez, A., Alonso, A. (2001) Evolution of the Mesozoic Central Iberian Rift System and its Cainozoic inversion (Iberian Chain). En: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.F.H., Crasquin-Soleau, S. (eds) *Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins*. Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle 186, pp. 145-185.
- Salinas, F.J., Mas, J.R. (1990) Estudio sedimentológico y tectosedimentario de la cubeta de Cervera del Río Alhama (La Rioja) durante la sedimentación del Grupo Urbión (Cretácico Inferior). *Estudios Geológicos* 46: 245-255.
- Salomon, J. (1970) Sur la stratigraphie des formations "Wealdiennes" de la bordure sud-est massif Asturien. *Comptes Rendus Sommaire des Séances de la Société Géologique de France* 3: 75.
- Salomon, J. (1973) *Therapsynoecum fittoni*, sa répartition et sa signification stratigraphique dans le Wealdien du Nord de L'Espagne. *Revue de Micropaléontologie* 16: 132-136.
- Salomon, J. (1980) Apparition des principaux traits structuraux de la Sierra de los Cameros (Chaîne Ibérique, Espagne du Nord) au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Série D*, 290: 955-958.
- Salomon, J. (1982a) *Les formations continentales du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur (Espagne du Nord - Chaînes Cantabrique et NW Ibérique)*. Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon 6, 227 pp.
- Salomon, J. (1982b) Les formations continentales du Bassin de Soria (NW Chaînes Ibériques) au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. Relations entre tectonique et sédimentation. *Cuadernos de Geología Ibérica* 8: 167-185.
- Salomon, J. (1982c) El Cretácico Inferior de Cameros-Castilla. En: García, A. (ed) *El Cretácico de España*. Universidad Complutense de Madrid, pp. 345-387.
- Salomon, J. (1983a) Les phases "fossé" dans l'histoire du Bassin de Soria (Espagne du Nord) au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur. *Bulletin du Centre de Recherches, Exploration et Production Elf-Aquitaine* 7: 399-407.
- Salomon, J. (1983b) Le Crétacé inférieur continental. Le fossé de Soria. En: *Vue sur le Crétacé Basco-Cantabrique et Nord-Ibérique*. Mémoires Géologiques de l'Université de Dijon 9, pp. 25-43.
- Salomon, J. (1987) Continental carbonated systems into the Soria graben (Spain) during the Upper Jurassic-Early Cretaceous. Abstracts *Workshop IGCP 219 "Phanerozoic*

- Lacustrine Record*" (Kehrsiten, Suiza).
- Salomon, J., Drillien, V. (1985) Continental sebkha evaporites in the Early Cretaceous (Wealdian) Soria Basin (North Spain). *6th European Regional Meeting of Sedimentology IAS* (Lleida-España): 668-671.
- Sanjuan, J., Martín-Closas, C. (2012) Charophyte palaeoecology in the Upper Eocene of the Eastern Ebro basin (Catalonia, Spain). Biostratigraphic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 365-366: 247-262.
- San Miguel de la Cámara, M. (1921) Estudios geológicos en el macizo cretácico del este de la provincia de Burgos. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 21: 410-421.
- San Miguel de la Cámara, M. (1923) Adiciones a la nota "Estudios geológicos en el macizo cretácico del este de la provincia de Burgos". *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 23: 200-201.
- Sánchez Lozano, R. (1894) Descripción física, geológica y minera de la provincia de Logroño. *Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España* 18, 548 pp.
- Sánchez-Moya, Y., Arribas, J., García-Gil, S., Gómez-Gras, D., Marzo, M., Meléndez, A., Ortí, F., Pérez-Arlucea, M., Sopena, A. (2004) Primera fase de rifting intracontinental: Pérmico Superior-Triásico. En: Vera, J.A. (ed) *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 484-495.
- Sanz, T., Lago, M., Gil, A., Galé, C., Ramajo, J., Ubide, T., Pocoví, A., Tierz, P., Larrea, P. (2013) The Upper Triassic alkaline magmatism in the NW Iberian Chain (Spain). *Journal of Iberian Geology* 39: 203-222.
- Sasser, C.E., Gosselink, J.G., Holm, G.O., Visser, J.M. (2009) Tidal freshwater wetlands of the Mississippi River deltas. En: Barendregt, A., Whigham, D., Baldwin, A. (eds) *Tidal Freshwater Wetlands*. Leiden, Backhuys, pp. 167-178.
- Schäfer, A., Stapf, K.R. (1978) Permian Saar-Nahe Basin and Recent Lake Constance (Germany): two environments of lacustrine algal carbonates. En: Matter, A., Tucker, M.E. (eds) *Modern and Ancient Lake Sediments*. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ. 2, pp. 83-107.
- Schmid, D.U. (1996) Marine microbolithe und mikroinkrustierer aus dem Oberjura. *Profil* 9: 101-251.
- Schott, J.J., Peres, A. (1987) Paleomagnetism of the Lower Cretaceous redbeds from northern Spain: evidence for a multistage acquisition of magnetization. *Tectonophysics* 139: 239-253.
- Schreiber, B.C., El Tabakh, M. (2000) Deposition and early alteration of evaporates. *Sedimentology* 47 (Suppl. 1): 215-238.
- Schriel, W. (1930) Die Sierra de la Demanda und die Montes Obarenes. *Abhandlungen der Königlichen Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen* 16: 463-567.
- Schubert, H., Blindow, I. (eds) (2003) *Charophytes of the Baltic Sea*. A.R.G. Gantner Verlag, Ruggell (Liechtenstein), 326 pp.
- Schuchert, C. (1928) Review of the late Paleozoic formations and faunas, with special reference to the ice-age of middle Permian time. *Bulletin of the Geological Society of America* 39: 769-886.
- Schudack, M. (1984) Die Jura/Wealden-Grenzschiefer in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 135: 57-65.
- Schudack, M. (1987) Charophytenflora und fazielle Entwicklung der Grenzschiefer mariner Jura/Wealden in den nordwestlichen Iberischen Ketten (mit Vergleich zu Asturien und Kantabrien). *Palaeontographica (B)* 204: 1-180.
- Schudack, M.E. (1993) Die Charophyten im Oberjura und Unterkreide Westeuropas: mit einer phylogenetischen Analyse der Gesamtgruppe. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen A* 8: 1-209.
- Schudack, M., Schudack, U. (1988) Kimmeridgian to Berriasian paleogeography of the northwestern Iberian Range. *Resúmenes III Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Jurásico de España* (Logroño): 93.
- Schudack, M., Schudack, U. (1989) Late Kimmeridgian to Berriasian paleogeography of the northwestern Iberian Ranges (Spain). *Berliner geowissenschaftliche Abhandlungen (A)* 106: 409-443.
- Schudack, U., Schudack, M. (2009) Ostracod biostratigraphy in the Lower Cretaceous of the Iberian chain (eastern Spain). *Journal of Iberian Geology* 35: 141-168.
- Schudack, U., Schudack, M. (2012) Non-Cypridean Ostracoda from the Lower Cretaceous of the Iberian Chain (Spain). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen* 266/3: 251-271.
- Schultze, H.P. (2009) Interpretation of marine and freshwater paleoenvironments in Permo-Carboniferous deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281: 126-136.
- Schulz, E. (1936) Das Farbstreifen-Sandwatt und seine Fauna, eine ökologische biozönotische Untersuchung an der Nordsee. *Kieler Meeresforschung* 1: 359-378.
- Schwarz, H.U., Einsele, G., Herm, D. (1975) Quartz-sandy, grazing-contoured stromatolites from coastal embayments of Mauritania, West Africa. *Sedimentology* 22: 539-561.
- Seard, C., Camoin, G., Rouchy, J.M., Virgone, A. (2013) Composition, structure and evolution of a lacustrine carbonate margin dominated by microbialites: Case study from the Green River formation (Eocene; Wyoming, USA). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 381-382: 128-144.
- Segura, M., García, A., Carenas, B., García-Hidalgo, J.F., Gil, J. (2002) Upper Cretaceous of the Iberian basin. En: Gibbons, W., Moreno, T. (eds) *Geology of Spain*. The Geological Society, Londres, pp. 288-292.
- Segura, M., García-Hidalgo, J.F., Carenas, B., Gil, J., García, A. (2004) Evolución paleogeográfica de la Cuenca Ibérica en el Cretácico Superior. *Geogaceta* 36: 103-106.
- Semikhatov, M.A., Raaben, M.E. (2000) Proterozoic stromatolite taxonomy and biostratigraphy. In: Riding, R., Awramik, S.M. (eds) *Microbial sediments*. Springer, Berlin, pp. 295-306.
- Semikhatov, M.A., Gebelein, C.D., Cloud, P., Awramik, S.M., Benmore, W.C. (1979) Stromatolite morphogenesis – progress and problems. *Canadian Journal of Earth Science* 16: 992-1015.
- Selley, R.C. (1976) *An introduction to sedimentology*. Academic Press, Londres, 408 pp.
- Seong-Joo, L., Browne, K.M., Golubic, S. (2000) On stromatolite lamination. En: Riding, R., Awramik, S.M. (eds) *Microbial Sediments*. Springer, Berlin, pp. 16-24.
- Serebryakov, S.N. (1976) Biotic and abiotic factors controlling

- the morphology of Riphean stromatolites. En: Walter, M.R. (ed) *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 20, pp. 321-336.
- Shapiro, R.S. (2000) A comment on the systematic confusion of thrombolites. *Palaios* 15: 166-169.
- Sharp, I.R., Gawthorpe, R.L., Armstrong, B., Underhill, J.R. (2000) Propagation history and passive rotation of mesoscale normal faults: implications for synrift stratigraphic development. *Basin Research* 12: 285-305.
- Shinn, E.A. (1983) Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores, and oolites: a reevaluation. *Journal of Sedimentary Petrology* 53: 619-628.
- Simón, J.L., Liesa, C.L., Arlegui, L.E. (2002) The Iberian Ranges. En: Gibbons, W., Moreno, T. (eds) *Geology of Spain*. The Geological Society, Londres, pp. 385-397.
- Sleeter, B.M., Calzia, J.P., Walter, S.R., Wong, F.L., Saucedo, G.J. (2004) *Earthquakes and faults in the San Francisco Bay Area (1970-2003)*. USGS Scientific Investigations Map 2848. Disponible online en <http://pubs.usgs.gov/sim/2004/2848/>
- Sloss, L.L. (1963) Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin* 74: 93-114.
- Smart, P.L., Dawans, J.M., Whitaker, F. (1988) Carbonate dissolution in a modern mixing zone. *Nature* 335: 811-813.
- Smith, A.M., Mason, T.R. (1991) Pleistocene, multiple-growth, lacustrine oncoids from the Poacher's Point Formation, Etosha Pan, northern Namibia. *Sedimentology* 38: 591-599.
- Smith, J.B., Lamanna, M.C., Lacovara, K.J., Dodson, P., Smith, J.R., Poole, J.C., Giegengack, R., Artia, Y. (2001) A giant sauropod dinosaur from an Upper Cretaceous mangrove deposit in Egypt. *Science* 292: 1704-1706.
- Smith, A.M., Uken, R., Thackeray, Z. (2005) Cape Morgan peritidal stromatolites: the origin of lamination. *South African Journal of Science* 101: 107-108.
- Sopeña, A., Virgili, C., Arche, A., Ramos, A., Hernando, S. (1983) El Triásico. En: Comba, J.A. (ed) *Libro Jubilar J.M. Ríos*. IGME, Madrid, Tomo II, pp. 47-62.
- Sopeña, A., Gutiérrez-Marco, J.C., Sánchez-Moya, Y., Gómez, J.J., Mas, R., García, A., Lago, M. (coord.) (2004) Cordillera Ibérica y Costero-Catalana. En: Vera, J.A. (ed) *Geología de España*. SGE-IGME, Madrid, pp. 465-527.
- Soria, A. R., Vennin, E., Meléndez, A. (1992) Estratigrafía y control tectónico en la evolución de las rampas carbonatadas del Cretácico inferior de la Cubeta de Oliete (Provincia de Teruel). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 7: 47-61.
- Soto, R., Casas-Sainz, A.M., Villalaín, J.J., Gil-Imaz, a., Fernández-González, G., Del Río, P., Calvo, M., Mochales, T. (2008) Characterizing the Mesozoic extension direction in the northern Iberian plate margin by anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *Journal of the Geological Society* 165: 1007-1018.
- Soudry, D., Weissbrod, T. (1995) Morphogenesis and facies relationships of thrombolites and siliciclastic stromatolites in a Cambrian tidal sequence (Elat area, southern Israel). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 114: 339-355.
- Spadafora, A., Perri, E., McKenzie, J.A., Vasconcelos, C., 2010. Microbial biomineralization processes forming modern Ca:Mg carbonate stromatolites. *Sedimentology* 57: 27-40.
- Steele, J.H. (1825) A description of the Oolitic Formation lately discovered in the county of Saratoga, and state of New-York. *American Journal of Science* 9: 16-19.
- Stein, M., Föllmi, K. ., Westermann, S., Godet, A., Adatte, T., Matera, V., Fleitmann, D., Berner, Z. (2011) Progressive palaeoenvironmental change during the Late Barremian–Early Aptian as prelude to Oceanic Anoxic Event 1a: Evidence from the Gorgo a Cerbara section (Umbria-Marche basin, central Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 302: 396-406.
- Stevenson, J.J. (1911) The formation of coal beds I. *Proceedings of the American Philosophical Society* 50: 1-116.
- Stevenson, J.J. (1912) The formation of coal beds III. *Proceedings of the American Philosophical Society* 51: 423-553.
- Storrie-Lombardi, M.C., Awramik, S.M. (2006) A sideways view of stromatolites: Complexity metrics for stromatolite laminae. En: Hoover, R.B., Levin, G.V., Rozanov, A.Y. (eds) *Instruments, methods, and missions for astrobiology IX*. Proceedings of SPIE 6309, artículo número 63090P.
- Strasser, A. (1988) Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains). *Sedimentology* 35: 369-383.
- Strasser, A., Samankassou, E. (2003) Carbonate sedimentation rates today and in the past: Holocene o Florida Bay, Bahamas, and Bermuda vs. Upper Jurassic and Lower Cretaceous of the Jura Mountains (Switzerland and France). *Geologia Croatica* 56: 1-18.
- Strasser, A., Pittet, B., Hillgärtner, H., Pasquier, J.B. (1999) Depositional sequences in shallow carbonate-dominated sedimentary systems: concepts for a high-resolution analysis. *Sedimentary Geology* 128: 201-221.
- Stremme, H. (1911) Über paralische und limnische Kohlenlager und Moore. *Geologische Rundschau* 2: 13-25.
- Suárez-González, P., Quijada, I.E., Mas, R., Benito, M.I. (2010) Nuevas aportaciones sobre la influencia marina y la edad de los carbonatos de la Fm Leza en el sector de Prejano (SE de La Rioja). *Cretácico Inferior, Cuenca de Cameros*. *Geogaceta* 49: 7-10.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, J.R., Omodeo-Salé, S. (2011) Textbook example of tectonically controlled carbonate sedimentation at the active margin of a rift basin: the Leza Fm (Early Cretaceous, Cameros Basin, Spain). En: Bádenas, B., Aurell, M., Alonso-Zarza, A.M. (eds) *Abstracts, 28th IAS Meeting of Sedimentology* (Zaragoza-España): 455.
- Suarez-Gonzalez, P., Martin-Closas, C., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, J.R. (2012) Calcareous algae (dasycladales and charophytes), essential for the sedimentological interpretation of ancient water-bodies systems. The Barremian-Aptian Leza Fm, Cameros Basin, N Spain. *Abstracts, 29th IAS Meeting of Sedimentology*, (Schladming-Austria): 467.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, R. (2013) Eustatic versus tectonic control in an intraplate rift basin (Leza Fm, Cameros Basin). Chronostratigraphic and paleogeographic implications for the Aptian of Iberia. *Journal of Iberian Geology* 39: 285-312.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, R., Merinero, R., Riding, R. (2014) Origin and significance of lamination in Lower Cretaceous stromatolites and

- proposal for a quantitative approach. *Sedimentary Geology* 300: 11-27.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, R. (2015) Sedimentology of ancient coastal wetlands: Insights from a Cretaceous multifaceted depositional system. *Journal of Sedimentary Research* 85: 95-117.
- Suarez-Gonzalez, P., Quijada, I.E., Benito, M.I., Mas, R. (en prensa) Do stromatolites need tides to trap ooids? Insights from a Cretaceous system of coastal-wetlands. En: Tessier, B., Reynaud, J.Y. (eds) *Tidal Sedimentology: From Process to Stratigraphy*. International Association of Sedimentologists, Special Publications 47.
- Sumner, D.Y. (1997) Late Archean calcite-microbe interactions: Two morphologically distinct microbial communities that affected calcite nucleation differently. *Palaaios* 12: 302-318.
- Sumner, D.Y., Grotzinger, J.P. (2004) Implications for Neoproterozoic ocean chemistry from primary carbonate mineralogy of the Campbellrand-Malmani Platform, South Africa. *Sedimentology* 51: 1273-1299.
- Surdam, R.C., Wray, J.L. (1976) Lacustrine stromatolites, Eocene Green River Formation, Wyoming. En: Walter, M.R. (ed) *Stromatolites*. Elsevier, Amsterdam, Developments in Sedimentology 20, pp. 535-541.
- Surlyk, F., Milàn, J., Noe-Nygaard, N. (2008) Dinosaur tracks and possible lungfish aestivation burrows in a shallow coastal lake; lowermost Cretaceous, Bornholm, Denmark. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 267: 292-304.
- Takashima, C., Kano, A. (2008) Microbial processes forming daily lamination in a stromatolitic travertine. *Sedimentary Geology* 208: 114-119.
- Tandon, S.K., Gibling, M.R. (1997) Calcretes at sequence boundaries in Upper Carboniferous cyclothems of the Sydney Basin, Atlantic Canada. *Sedimentary Geology* 112: 43-67.
- Tappan, H. (1980) *The Paleobiology of Plant Protists*. Freeman and Co., San Francisco, 1028 pp.
- Tavani, S., Granado, P. (en prensa) Along-strike evolution of folding, stretching and breaching of supra-salt strata in the Plataforma Burgalesa extensional forced fold system (northern Spain). *Basin Research*, doi:10.1111/bre.12089.
- Teichert, C. (1958) Concepts of facies. *AAPG Bulletin* 42: 2718-2744.
- Telesh, I., Schubert, H., Skarlato, S. (2013) Life in the salinity gradient: Discovering mechanisms behind a new biodiversity pattern. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 135: 317-327.
- Tercier, J. (1939) Dépôts marins actuels et séries géologiques. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 32: 47-101.
- Tewari, V.C. and Seckbach, J. (2011) *Stromatolites: interaction of microbes with sediments*. Springer, New York, 752 pp.
- Tibert, N.E., Scott, D.B. (1999) Ostracodes and agglutinated foraminifera as indicators of paleoenvironmental change in an Early Carboniferous brackish bay, Atlantic Canada. *Palaaios* 14: 246-260.
- Tischer, G. (1966a) Über die Wealden-Ablagerung und die Tektonik der östlichen Sierra de los Cameros in den nordwestlichen Iberischen Ketten (Spanien). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch* 44: 123-164.
- Tischer, G. (1966b) El delta wealdico de las Montañas Ibéricas occidentales y sus enlaces tectónicos. *Notas y Comunicaciones del IGME* 81: 53-78.
- Trewin, N.H. (1988) Use of the scanning electron microscope in sedimentology. En: Tucker, M. (ed) *Techniques in Sedimentology*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, pp. 229-273.
- Tron, V., Brun, J.P. (1991) Experiments on oblique rifting in brittle-ductile systems. *Tectonophysics* 188: 71-84.
- Tucker, M.E. (1987) *Sedimentary Petrology: an introduction*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 252 pp.
- Tucker, M.E., Wright, V.P. (1990) *Carbonate Sedimentology*. Blackwell, Oxford, 482 pp.
- Tucker, M.E. (2011) *Sedimentary Rocks in the Field. A practical guide*. 4^a ed. Wiley-Blackwell, Oxford, 275 pp.
- Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J., Masini, E., Mohn, G., Thinon, I. (2014) Formation and deformation of hyperextended rift systems: Insights from rift domain mapping in the Bay of Biscay-Pyrenees. *Tectonics* 33: 1239-1276.
- Tugend, J., Manatschal, G., Kusznir, N.J. (2015) Spatial and temporal evolution of hyperextended rift systems: Implication for the nature, kinematics, and timing of the Iberian-European plate boundary. *Geology* 43: 15-18.
- Turner, E.C., James, N.P., Narbonne, G.M. (2000) Taphonomic control on microstructure in early Neoproterozoic reefal stromatolites and thrombolites. *Palaaios* 15: 87-111.
- Turner, B.R., Tester, G.N. (2006) The Table Rocks Sandstone: a fluvial, friction-dominated lobate mouth bar sandbody in the Westphalian B Coal Measures, NE England. *Sedimentary Geology* 190: 97-119.
- Tyson, R. V., Funnell, B. M. (1987) European Cretaceous shorelines, stage by stage. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 59: 69-91.
- Udden, J.A. (1914) Mechanical composition of clastic sediments. *Geological Society of America Bulletin* 25: 655-744.
- Urrutia, L. (1878) Datos geológico-mineros de la provincia de Logroño. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España* 5: 315-320.
- Usera, J., Blázquez, A.M., Guillem, J., Alberola, C. (2002) Biochronological and paleoenvironmental interest of foraminifera lived in restricted environments: application to the study of the western Mediterranean Holocene. *Quaternary International* 93-94: 139-147.
- Valero Garcés, B.L., Gierlowski-Kordesch, E. (1994) Lacustrine carbonate deposition in Middle Pennsylvanian cyclothems – the Upper Freeport Formation, Appalachian Basin, USA. *Journal of Paleolimnology* 11: 109-132.
- Valladares-González, M.I. (1976) *Sedimentología del Jurásico y Cretácico al sur de la Sierra de la Demanda (provincias de Burgos y Soria)*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, Salamanca, 392 pp.
- VanArman, J. (1984) South Florida's estuaries. En: Gleason, P.J. (ed) *Environments of South Florida: Present and Past II*. Miami Geological Society, pp. 79-96.
- Van Wees, J.D., Arche, A., Bejldorff, C.G., López-Gómez, J. (1998) Temporal and spatial variations in tectonic subsidence in the Iberian Basin (Eastern Spain : inferences from automated forward modeling of high-resolution stratigraphy (Permian-Mesozoic). *Tectonophysics* 300: 285-

- 310.
- Vanyo J.P., Awramik S.M. (1982) Length of day and obliquity of the ecliptic 850 Ma ago: Preliminary results of a stromatolite growth model. *Geophysical Research Letters* 9: 1125-1128.
- Vegas, R. (1975) Wrench (transcurrent) fault system of the southwestern Iberian Peninsula, paleogeographic and morphostructural implications. *Geologische Rundschau* 64: 266-278.
- Vegas, R., Banda, E. (1982) Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolution Sciences* 4: 320-343.
- Vella, C., Fleury, T.J., Raccasi, G., Provanzal, M., Sabatier, F., Bourcier, M. (2005) Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene. *Marine Geology* 222-223: 235-265.
- Vergés, J. (2003) Evolución de los sistemas de rampas oblicuas de los Pirineos meridionales: fallas del Segre y Pamplona. *Boletín Geológico y Minero* 114: 87-101.
- Vicente, M. (1909) Mineralogía del sur de la provincia de Logroño. *Actas y Memorias del 1º Congresp de Naturalistas Españoles* (Zaragoza): 361-376.
- Viera, L.I., Torres, J.A. (1979) El Wealdico de la zona de Enciso (Sierra de los Cameros) y su fauna de grandes reptiles. *Munibe* 31: 141-157.
- Viera, L.I., Aguirrezabala, L.M. (1982) El Weald de Munilla (La Rioja) y sus icnitas de Dinosaurios (I). *Munibe* 34: 245-270.
- Viera, L.I., Torres, J.A., Aguirrezabala, L.M. (1984) El Weald de Munilla (La Rioja y sus icnitas de dinosaurios (II). *Munibe* 36: 3-22.
- Vilas, L., Alonso, A., Arias, c., García, A., Mas, J. R., Rincón, R., Meléndez, N. (1983) The Cretaceous of the Southwestern Iberian Ranges (Spain). *Zitteliana* 10: 245-254.
- Villalaín, J.J., Fernández-González, G., Casas, A.M., Gil-Imaz, A. (2003): Evidence of a Cretaceous remagnetization in the Cameros Basin (North Spain): implications for basin geometry. *Tectonophysics* 377: 101-117.
- Villalba-Breva, S., Martín-Closas, C. (2013) Upper Cretaceous paleogeography of the Central Southern Pyrenean Basins (Catalonia, Spain) from microfacies analysis and charophyte biostratigraphy. *Facies* 59: 319-345.
- Visscher, P.T., Reid, R.P., Bebout, B.M., Hoefft, S.E., Macintyre, I.G., Thompson Jr., J.A. (1998) Formation of lithified micritic laminae in modern marine stromatolites (Bahamas): the role of sulfur cycling. *American Mineralogist* 83, 1482-1493.
- Visscher, P.T., Reid, R.P., Bebout, B.M. (2000) Microscale observations of sulfate reduction: Correlation of microbial activity with lithified micritic laminae in modern marine stromatolites. *Geology* 28: 919-922.
- Vologdin, A.G. (1962) *The oldest algae of the USSR*. Academy of Sciences of the USSR, Moscow. (In Russian).
- Von der Borch, C.C., Bolton, B., Warren, J.K. (1977) Environmental setting and microstructure of subfossil lithified stromatolites associated with evaporites, Marion Lake, South Australia. *Sedimentology* 24: 693-708.
- Wagstaff, K.L., Corsetti, F.A. (2010) An evaluation of information-theoretic methods for detecting structural microbial biosignatures. *Astrobiology* 10: 363-379.
- Wakefield, M.I. (1995) Ostracod biostratigraphy at lagoonal shorelines: examples from the Great Estuarine Group, Middle Jurassic, Scotland. *Proceedings of the Geologists' Association* 106: 211-218.
- Wakefield, M.I., Athersuch, J. (1990) On *Theriosynoecum conopium* Wakefield & Athersuch sp. nov. *A Stereo-Atlas of Ostracod Shells* 17: 31-40.
- Walcott, C.D. (1914) Precambrian Algonkian algal flora. En: Walcott, C.D. (ed) *Cambrian geology and paleontology III*. Smithsonian Miscellaneous Collection 64, pp. 77-156.
- Walter, M.R. (1972) *Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian*. Special Papers in Palaeontology 11, The Palaeontological Association, London, 190 pp.
- Waresback, D.B., Turbeville, B.N. (1990) Evolution of a Plio-Pleistocene volcanogenic-alluvial fan: The Puye Formation, Jemez Mountains, New Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 102: 298-314.
- Wanless, H.R. (1974) Mangrove sedimentation in geologic perspective. En: Gleason, P.J. (ed) *Environments of South Florida: Present and past*. Miami Geological Society, Memoir 2, pp. 190-200.
- Walker, R.G. (1984) Facies, facies sequences and facies models. En: Walker, R.G. (ed) *Facies Models*, 2nd edition, Geoscience Canada, pp. 1-9.
- Walker, R.G. (1990) Facies modeling and sequence stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology* 60: 777-786.
- Walker, R.G. (1992) Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. En: Walker, R.G., James, N.P. (eds) *Facies models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, pp. 1-14.
- Walter, M.R. (1972) *Stromatolites and the biostratigraphy of the Australian Precambrian and Cambrian*. Special Papers in Palaeontology, 11. The Palaeontological Association, Londres, 190 pp.
- Waresback, D.B., Turbeville, B.N. (1990) Evolution of a Plio-Pleistocene volcanogenic-alluvial fan: the Puye Formation, Jemez Mountains, New Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 102: 298-314.
- Warren, J.K. (1991) Sulfate dominated sea-marginal and platform evaporative settings: Sabkhas and Salinas, mudflats and salterns. En: Melvin, J.L. (ed) *Evaporites, Petroleum and Mineral Resources*. Developments in Sedimentology 50, pp. 69-187.
- Warren, J.K. (2006) *Evaporites: sediments, resources and hydrocarbons*. Berlin, Springer, 1035 pp.
- Waterkeyn, A., Grillas, P., Vanschoenwinkel, B., Brendonck, L. (2008) Invertebrate community patterns in Mediterranean temporary wetlands along hydroperiod and salinity gradients. *Freshwater Biology* 53: 1808-1822.
- Weedman, S.D. (1994) Upper Allegheny Group (Middle Pennsylvanian) lacustrine limestones of the Appalachian Basin, USA. En: Gierlowski-Kordes, E., Kelts, K. (eds) *Global Geological Record of Lake Basins Volume 1*. Cambridge University Press, pp. 127-134.
- Weissert, H., Lini, A., Föllmi, K.B., Kuhn, O. (1998) Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events; a possible link? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 137: 189-203.
- Wells, L.E., Goman, M. (1995) Late Holocene environmental variability in the upper San Francisco estuary as reconstructed from tidal marsh sediments. En: Isaacs,

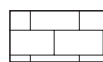
- C.M., Tharp, V.L. (eds) *Proceedings of the 11th Annual Pacific Climate (PACLIM) Workshop*. California Department of Water Resources, Technical Report 40, pp. 185-198.
- Wentworth, C.K. (1922) A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* 30: 377-392.
- West, I.M. (1969) Macrocell structure and enterolithic veins in British Purbeck gypsum and anhydrite. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society* 35: 47-58.
- West, I.M. (1975) Evaporites and associated sediments of the basal Purbeck Formation (Upper Jurassic) of Dorset. *Proceedings of the Geologists' Association* 86: 205-225.
- Whigham, D.F., Baldwin, A.H. and Barendregt, A. (2009) Tidal freshwater wetlands. En: Perillo, G.M.E., Wolanski, E., Cahoon, D.R., Brinson, M.M. (eds) *Coastal Wetlands. An integrated ecosystem approach*. Elsevier, Amsterdam, pp. 515-533.
- Wiedmann, J. (1960) Contribution à la Paléogéographie du Crétacé vasco-gotique et celtibérique septentrional (Espagne). *Livre à la mémoire du Professeur Paul Fallot* 1: 351-366.
- Wiedmann, J. (1963) Sur la possibilité d'une subdivision et des corrélations du Crétacé inférieur ibérique. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* 34: 819-823.
- Wilde, S. (1990) The Bathonian and Callovian of the Northwest-Iberian Range: Stages of facial and paleogeographical differentiation on an epicontinental platform. *Cuadernos de Geología Ibérica* 14: 113-142.
- Wilkinson, B.H., Drummond, C.N. (2004) Facies mosaics across the Persian Gulf and around Antigua – Stochastic and deterministic products of shallow-water sediment accumulation. *Journal of Sedimentary Research* 74: 513-526.
- Wilkinson, B.H., Diedrich, N.W., Drummond, C.N. (1996) Facies successions in peritidal carbonate sequences. *Journal of Sedimentary Research* 66: 1065-1078.
- Wilkinson, B.H., Drummond, C.N., Rothman, E.D., Diedrich, N.W. (1997) Stratal order in peritidal carbonate sequences. *Journal of Sedimentary Research* 67: 1068-1082.
- Williams, M., Leng, M.J., Stephenson, M.H., Andrews, J.E., Wilkinson, I.P., Siveter, D.J., Horne, D.J., Vannier, J.M.C. (2006) Evidence that Early Carboniferous ostracods colonized coastal flood plain brackish water environments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 230: 3299-318.
- Williams, G.E., Jenkins, R.J.F., Walter, M.R. (2007) No heliotropism in Neoproterozoic columnar stromatolite growth, Amadeus Basin, central Australia: Geophysical implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 249: 80-89.
- Wilmsen, M. (2005) Stratigraphy and biofacies of the Lower Aptian of Cuchía (Cantabria, northern Spain). *Journal of Iberian Geology* 31: 253-275.
- Winter, U., Soulié-Märsche, I., Kirst, G.O. (1996) Effects of salinity on turgor pressure and fertility in *Tolypella* (Characeae). *Plant, Cell and Environment* 19: 869-879.
- Wissler, L., Funk, H., Weissert, H. 2003 Response of Early Cretaceous carbonate platforms to changes in atmospheric carbon dioxide levels. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 200: 187-205.
- Woese, C.R., Kandler, O., Wheelis, M.L. (1990) Towards a natural system of organisms: proposal for the domains Archaea, Bacteria, and Eucarya. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 87: 4576-4579.
- Wolanski, E., Brinson, M.M., Cahoon, D.R., Perillo, G.M.E. (2009) Coastal wetlands: a synthesis. En: Perillo, G.M.E., Wolanski, E., Cahoon, D.R., Brinson, M.M. (eds) *Coastal Wetlands*. Elsevier, Amsterdam, pp. 1-62.
- Wood, E.J.F., Maynard, N.G. (1974) Ecology of the microalgae of the Florida Everglades. En: Gleason, P.J. (ed) *Environments of South Florida: Present and past*. Miami Geological Society, Memoir 2, pp. 123-145.
- Wood, J.D., Bodin, S., Redfern, J., Thomas, M.F.H. (2014) Controls on facies evolution in low accommodation, continental-scale fluvio-paralic systems (Messak Fm, SW Libya). *Sedimentary Geology* 303: 49-69.
- Woods, A.D. (2013) Microbial ooids and cortoids from the Lower Triassic (Spathian) Virgin Limestone, Nevada, USA: Evidence for an Early Triassic microbial bloom in shallow depositional environments. *Global and Planetary Change* 105: 91-101.
- Wright, V.P. (1985) Algal marsh deposits from the Upper Jurassic of Portugal. En: Toomey, D.F., Nitecki, M.H. (eds) *Paleoalgeology: Contemporary Research and Applications*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 330-341.
- Wright, V.P. (1994) Paleosols in shallow marine carbonate sequences. *Earth-Science Reviews* 35: 367-395.
- Wright, V.P., Burgess, P.M. (2005) The carbonate factory continuum, facies mosaics and microfacies: an appraisal of some of the key concepts underpinning carbonate sedimentology. *Facies* 51: 17-23.
- Wright, V.P., Platt, N.H. (1995) Seasonal wetland carbonate sequences and dynamic catenas: a re-appraisal of palustrine limestones. *Sedimentary Geology* 99: 65-71.
- Wright, V.P., Platt, N.H., Wimbeldon, W.A. (1988) Biogenic laminar calcretes: evidence for calcified root-mat horizons in paleosoils. *Sedimentology* 35: 603-620.
- Young, J. (1896) Notes on the Ostracoda found in the lacustrine, or freshwater, strata of the of the Campsie district, which alternate with the lower beds of the Carboniferous Marine Limestone Series. *Transactions of the Geological Society of Glasgow* 10: 334-336.
- Zamarreño, I. (1977) Peritidal origin of Cambrian carbonates in Northwest Spain. En: Ginsburg, R.N. (ed) *Tidal deposits: a casebook of recent examples and fossil counterparts*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 289-298.
- Zhang, Y., Hofmann, H.J. (1982) Precambrian stromatolites: image analysis of lamina shape. *Journal of Geology* 90: 253-268.
- Zhang, Y., Jin, L., Xiao, S., Liang, Y. (1993) Image analysis of stromatolite fabric using a spatial frequency power spectrum analysis system. *Journal of Geology* 101: 591-602.
- Ziegler, P.A. (1988): *Evolution of the Arctic-North Atlantic and the Western Tethys*. AAPG Memoir 43. CD-ROM.
- Zubía, I. (1921) *Reseña de la provincia de Logroño como preliminar al conocimiento de la flora de La Rioja*. Imprenta y Librería Moderna, Logroño, 72 pp.

Anexos

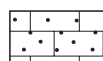
Columnas estratigráficas de la Fm Leza



En cada columna estratigráfica se aporta información geográfica para su correcta localización. Se han utilizado coordenadas UTM (Huso 30 T) y coordenadas geográficas, ambas con sistema de referencia ETRS89.



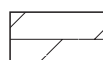
Calizas



Calizas arenosas



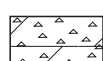
Calizas oolíticas



Dolomías



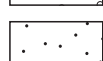
Dolomías con niveles de pseudomorfos de sulfatos



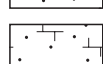
Brechas calcáreas



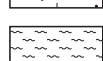
Conglomerados



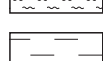
Areniscas



Areniscas carbonáticas



Margas



Lutitas



Cavidades con relleno geopetal



Fractura sinsedimentaria



Intraclastos



Cantos de cuarcita



Litoclastos carbonáticos



Oolitos



Nódulos de sílice



Nódulos carbonáticos



Pseudomorfos de sulfatos



Nivel continuo de pseudomorfos de sulfatos



Ø < 2cm Diámetro máximo de los clastos



Direcciones de paleocorrientes



Bioturbación



Fragmentos de plantas



Restos de vertebrados



Escamas de pez



Huellas de raíces



Ícnitas



Oncolitos



Oncolitos con recrecimiento estromatolítico



Estromatolitos



Trombolitos



Cianobacterias



Laminación fenestral



Gasterópodos



Ostrácodos



Carofitas



Algas dasycladales



Foraminíferos



Fragmentos de bioclastos



Bioclasto poco abundante o de clasificación dudosa



Paleosuelos



Calcreta laminar



Nodulización y marmorización



Brechificación edáfica



Superficie ferruginosa



Huellas de retracción



Brecha de cantos planos



Pasada clástica



Estratificación flaser



Estratificación ondulada (wavy)



Estratificación lenticular



Estratificación cruzada



Estratificación cruzada planar



Laminación paralela



Estratificación cruzada de surco



Ripples de oscilación



Ripples de corriente



Cantos imbricados



Superficie irregular con cantos

Columna de Luezas (1 de 2)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA	FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				-Lun -Lut -Mud -Wack -Pack -Grails -Rud -Cal -Bound -Sclong		
14	2	25				LU-08
		24			Gris	
13	1	23			Anaranjado	
		22			Rojo	
12	1.9	21			Rojo	LU-07
		20			Fe < 15cm	LU-06
11	0.9	19			Ø < 5cm	
		18				
9	1.5	17				
		16			Rojo Anaranjado	
8	2.1	15			Gris	LU-05
		14				
7	0.8	13			Rojo	LU-04
		12				
5	0.8	11			Gris	
		10			Verde	LU-03
		9				
3	2.2	8			Gris	
		7				
		6			Fe	Rojo
2	2.9	5			Gris	
		4				
		3			Rojo	LU-02
1	3.7	2				LU-01
		1			Fe	Gris
		0 m			Rojo	

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA	FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Calizas		
				<div style="display: flex; justify-content: space-between;"> Lut. mif m mg s Cm Bloq </div> <div style="display: flex; justify-content: space-between;"> Mud Pack Graic Rud & Com bound </div>		
33	0.9	49	[Pattern]	[Diagram]	Gris Rojo	LU-14
		48	[Pattern]	[Diagram]	Verde Rojo	
32	1.5	47	[Pattern]	[Diagram]	Verde Rojo	
31	1.7	46	[Pattern]	[Diagram]		LU-13
		45	[Pattern]	[Diagram]	Rojo	
30	1.6	44	[Pattern]	[Diagram]		LU-12
		43	[Pattern]	[Diagram]		
29	1.3	42	[Pattern]	[Diagram]		
28	2.8	41	[Pattern]	[Diagram]		
		40	[Pattern]	[Diagram]		
27	0.9	39	[Pattern]	[Diagram]		
26	0.3	38	[Pattern]	[Diagram]	Rojo	
25	0.9	37	[Pattern]	[Diagram]	Ø < 3cm	
24	1.3	36	[Pattern]	[Diagram]	Ø < 3cm N70E Ø < 5cm N180E	
23	0.7	35	[Pattern]	[Diagram]	Rojo	
22	0.8	34	[Pattern]	[Diagram]	N09E N120E	
21	1.4	33	[Pattern]	[Diagram]		LU-11
		32	[Pattern]	[Diagram]		
19	0.9	31	[Pattern]	[Diagram]	N40E	LU-10
18	0.9	30	[Pattern]	[Diagram]		LU-09
17	2	29	[Pattern]	[Diagram]		
16	0.9	28	[Pattern]	[Diagram]		Rojo
15	1.5	27	[Pattern]	[Diagram]		
14	2	26	[Pattern]	[Diagram]		Gris
		25	[Pattern]	[Diagram]		
		24 m	[Pattern]	[Diagram]		LU-08

Columna de
Luezas

Base $\begin{cases} X=544180 \text{ m} & \text{Long. } 2^{\circ}27'51''W \\ Y=4682946 \text{ m} & \text{Lat. } 42^{\circ}17'51''N \end{cases}$

Techo { X=544272 m Long. 2°27'47"W
 Y=4682808 m Lat. 42°17'46"N

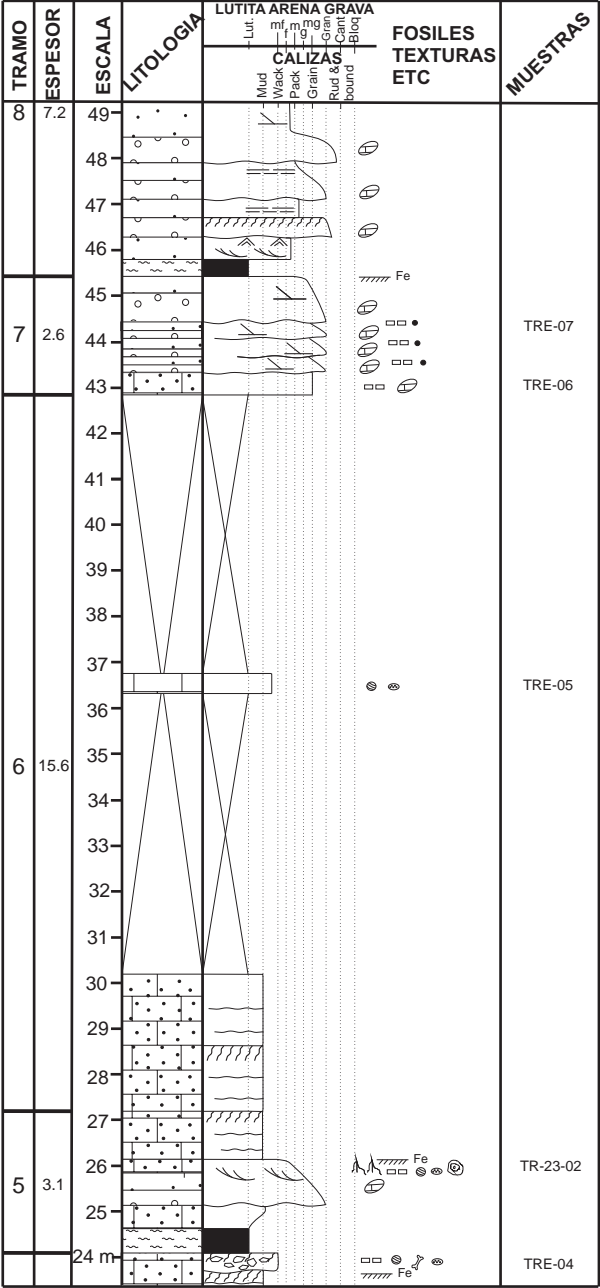
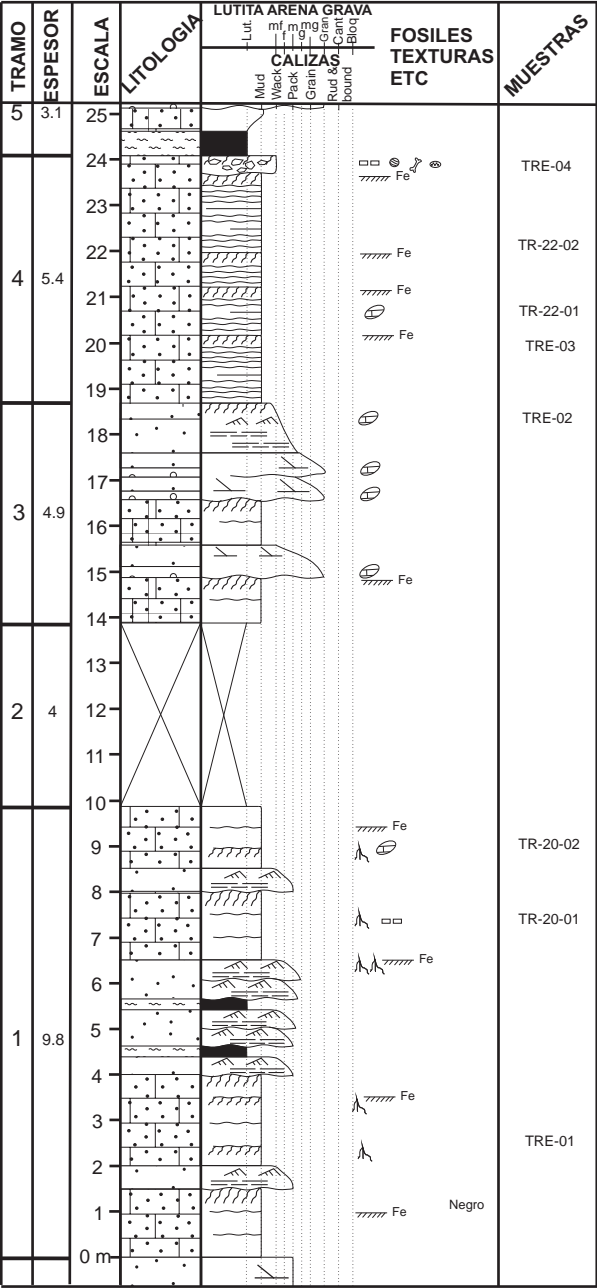
Localización: Columna levantada en las proximidades del nacimiento del Barranco del Chorrón de San Marcos, aproximadamente a 1 km en línea recta desde la localidad de Luezas hacia el noreste, en el borde occidental del municipio de Soto en Cameros, limitando con el municipio de Nalda. Se accede por camino desde la localidad de Luezas o por pistas forestales desde Trevijano o desde Clavijo.

Columna de Luezas (2 de 2)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA	FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				CALIZAS		
50	9.4	73				
		72				LU-24
		71				
		70				
		69				LU-23
49	0.8	68				LU-22
48	1	67				LU-21
47	0.6	66				LU-20
46	1	65				LU-19
45	2.2	64				
		63				
44	0.8	62				
43	0.9	61				
42	1	60				LU-18
41	0.8	59				LU-17
40	1.3	58				
39	1.4	57				LU-16
38	1.2	56				LU-15
37	2.4	55				
		54				
36	1.2	53				
35	1.1	52				
34	1.2	51				
33	0.9	50				LU-14
32	1.5	49				

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA	FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				CALIZAS		
50	9.4	97				
		96				
		95				
		94				
		93				
		92				
		91				
		90				
		89				
		88				
		87				
		86				
		85				
		84				
		83				
		82				
		81				
		80				
		79				
		78				
		77				
		76				
		75				
		74				
		73				
		72 m				LU-24
52	1.5					
51	1					

Columna de Trevijano (1 de 3)



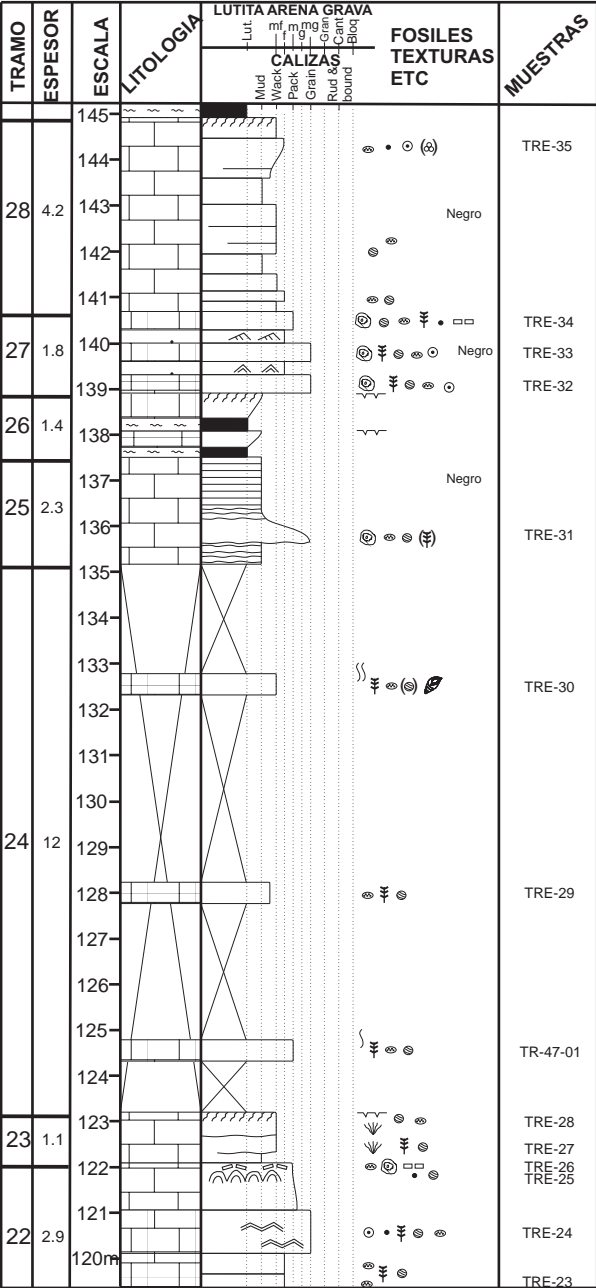
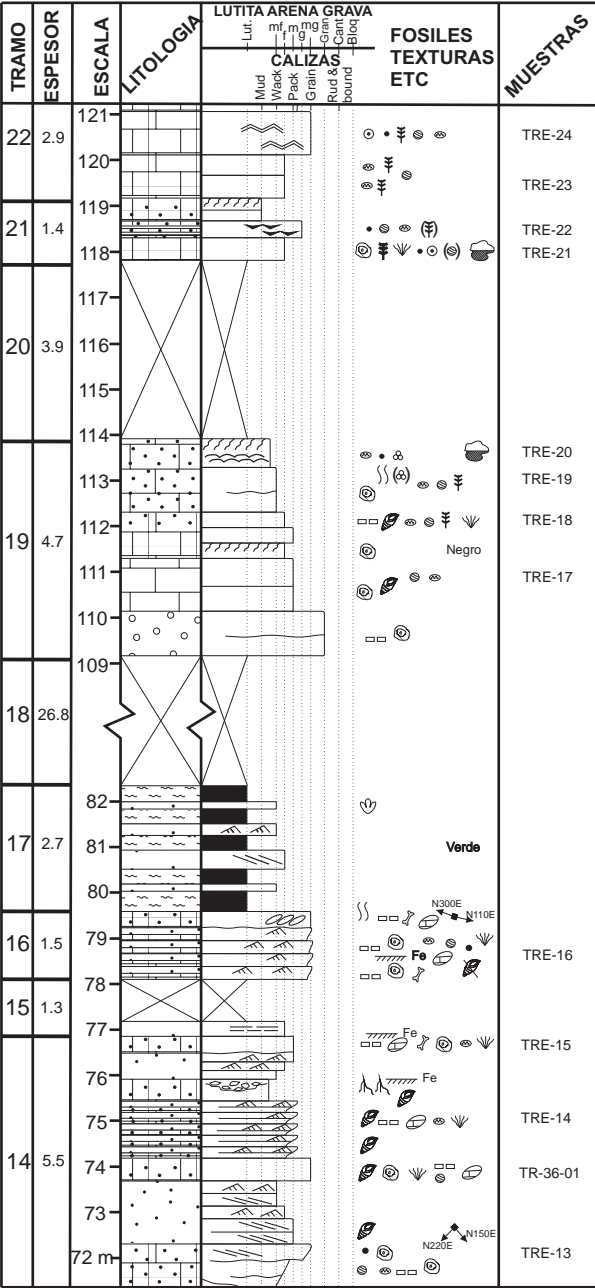
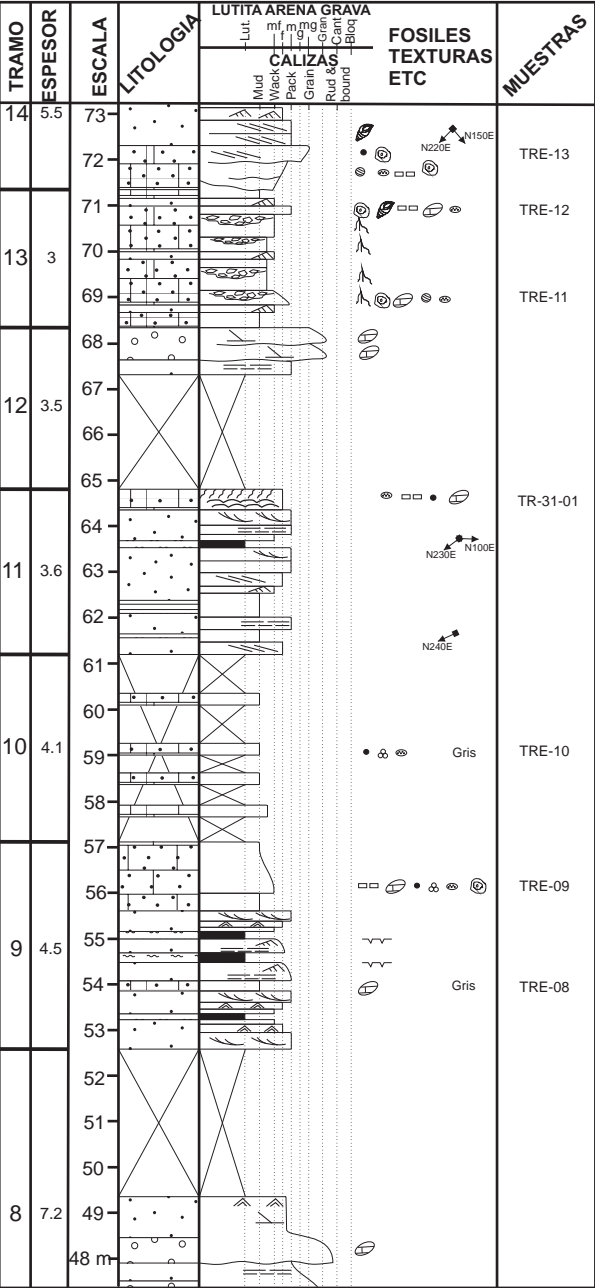
Columna de Trevijano

Base { X=545863 m Long. 2°26'37"W
Y=4683969 m Lat. 42°18'24"N

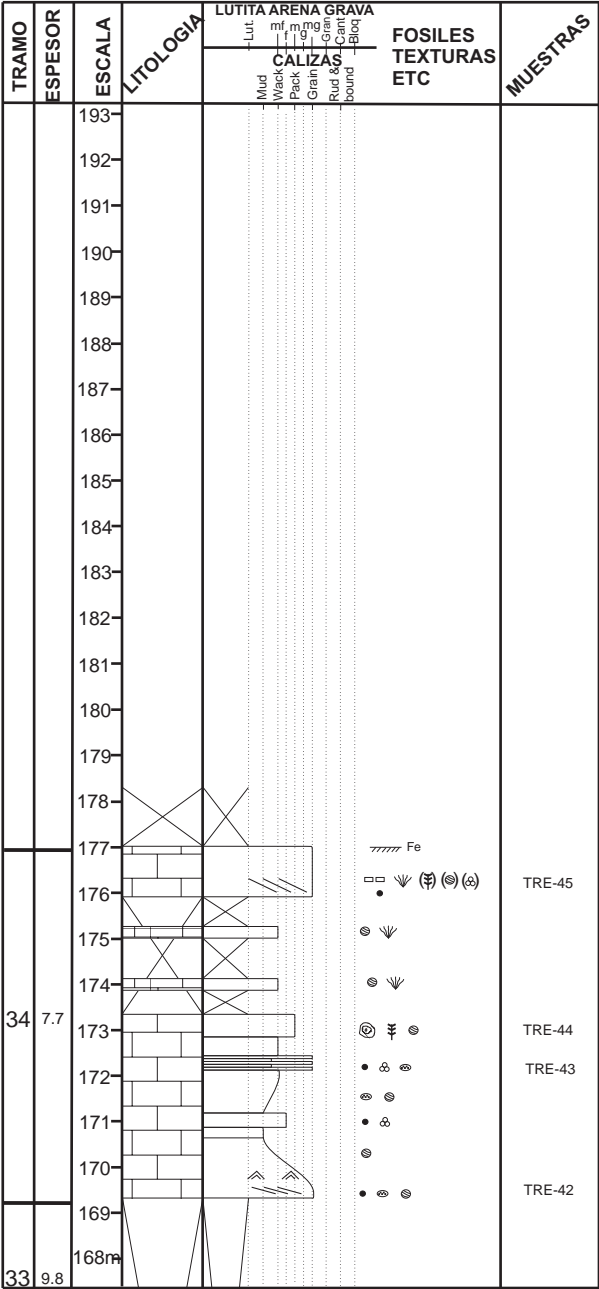
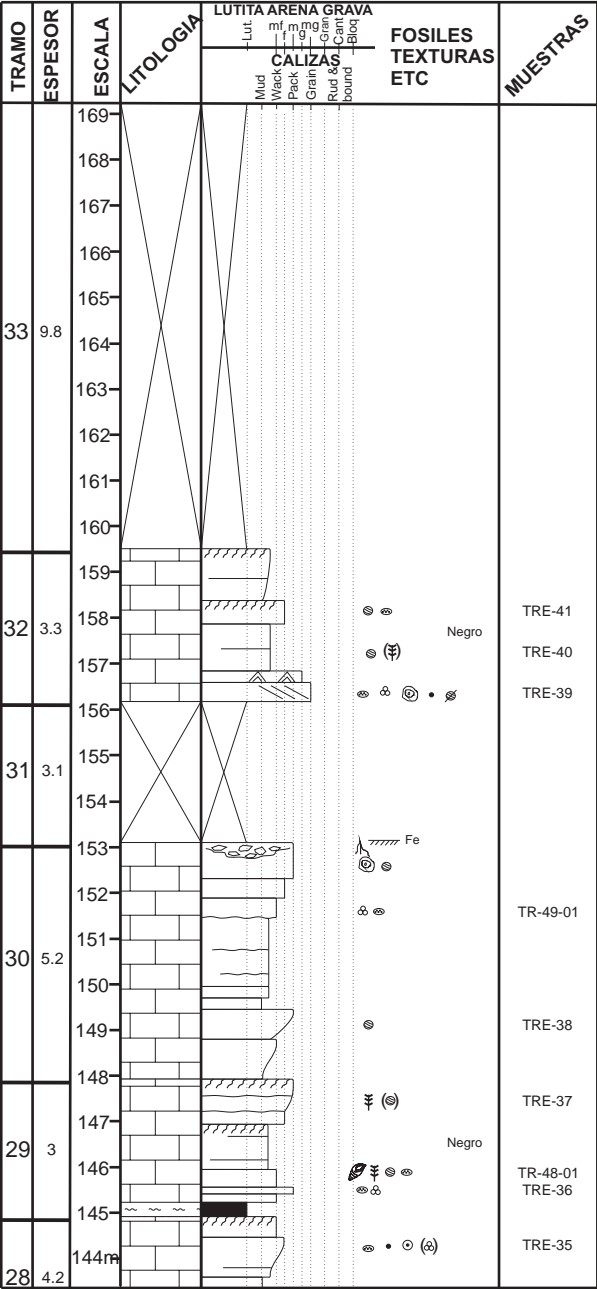
Techo { X=546025 m Long. 2°26'30"W
Y=4683800 m Lat. 42°18'18"N

Localización: Columna levantada en el Barranco Trevijano, cerca de la zona conocida como Fuente de los Legañosos, al suroeste del Alto Rebollar. Se accede a la columna mediante una pista forestal que sale de la localidad de Trevijano hacia el oeste.

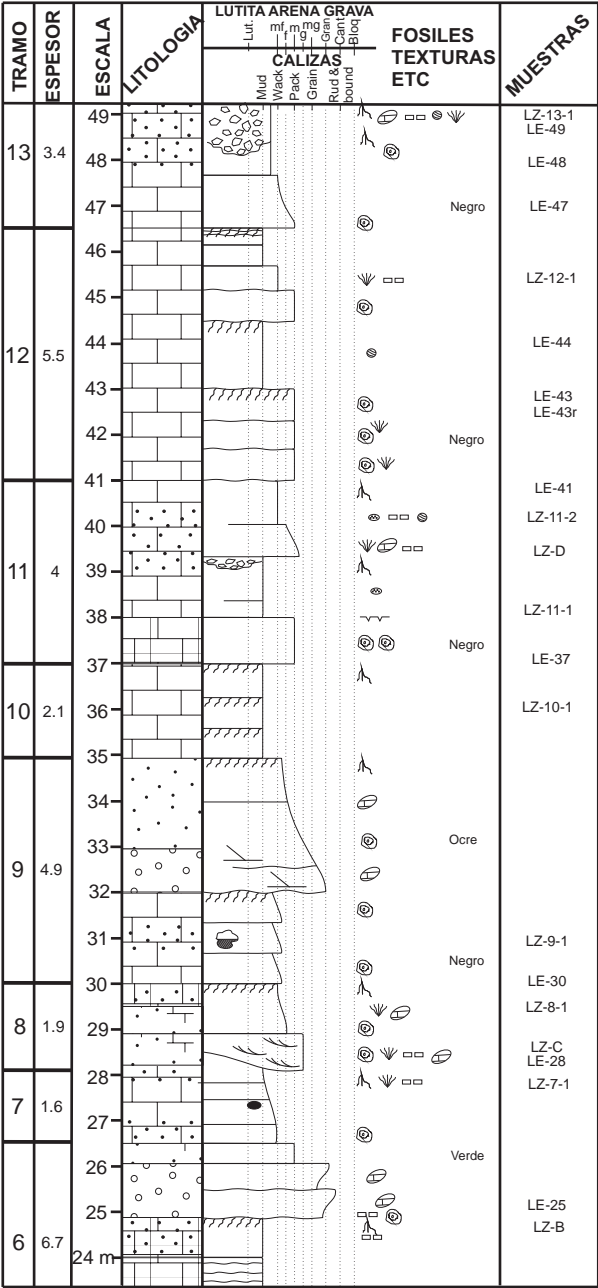
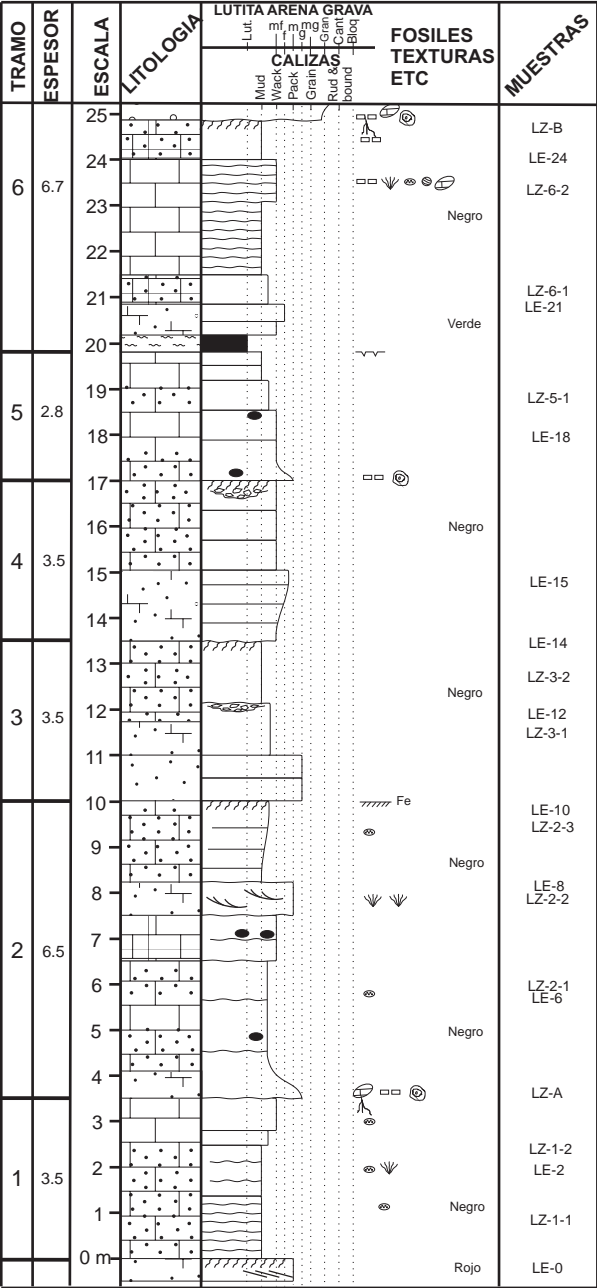
Columna de Trevijano (2 de 3)



Columna de Trevijano (3 de 3)



Columna de Río Leza (1 de 5)



Columna de
Río Leza

Base { X=548182 m Long. 2°24'55"W
 Y=4684690 m Lat. 42°18'47"N

Techo { X=547779 m Long. 2°25'13"W
 Y=4683895 m Lat. 42°18'21"N

Localización: Columna levantada a lo largo de la carretera LR-250, en la ladera occidental del valle del Río Leza. La columna se midió subiendo la carretera, hasta el tramo 51, situado aproximadamente a la altura de los Corrales Tajugueras, donde la carretera presenta una curva pronunciada hacia el oeste, dirigiéndose hacia el desvío de la carretera LR-462. El tramo 52 se encuentra aproximadamente en la intersección de la carretera con el arroyo que baja desde la Ermita de la Virgen del Monte. A partir de este tramo, la columna se midió bajando la carretera, llegando hasta el desvío de la carretera LR-462, que sube a Trevijano.

Columna de Río Leza (2 de 5)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA					FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Lut	mf	mm	Gr	Bl		
20	6.5	73		Mud	Wack	Pack	Grail	Rud	Bound	
19	3.6	72								Verde
		71								LE-71a LZ-19-2 LE-71
		70								Negro LZ-19-1 LE-70
		69								
18	6	68								
		67								LZ-G
		66								Negro LZ-18-1
		65								
		64								LE-64 LZ-F
		63								
17	1	62								LE-62 LZ-16-2B/C/D LE-61a LE-61
16	4.8	61								
		60								
		59								LE-59 LZ-16-1B/C/D
		58								LE-58 LZ-16-1
		57								LZ-15-2B LZ-15-2 LE-56
15	4.7	56								
		55								LE-55 LZ-15-1B/C
		54								LZ-15-1
		53								Negro LZ-E LE-53
14	2.6	52								
		51								Negro LE-51 LZ-14-1
		50								
13	3.4	49								Gris LZ-13-1 LE-49
		48 m								

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA					FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Lut	mf	mm	Gr	Bl		
25	4.6	97		Mud	Wack	Pack	Grail	Rud	Bound	
		96								Ocre LZ-25-1
		95								
		94								
		93								LE-94/a/b
24	6.4	92								Ocre LZ-24-2
		91								
		90								Negro LE-90a LZ-24-1
		89								LE-89
23	3	88								LE-88
		87								Ocre LZ-K
		86								Verde LE-86 LZ-22-1
22	4.7	85								
		84								Negro
		83								Ocre LZ-J LE-83
		82								Ocre
21	2.2	81								Rojo / Verde
		80								Ocre LZ-I LE-80 LE-79a LZ-21-1
		79								Negro
		78								
20	6.5	77								Negro LZ-20-2
		76								
		75								LZ-H
		74								Ocre LE-74 LZ-20-1
19	3.6	73								
		72 m								Verde

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA					FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Lut	mf	mm	Gr	Bl		
32	5.3	121		Mud	Wack	Pack	Grail	Rud	Bound	
		120								Negro Gris Negro Gris Negro LE-121 LE-120a LE-120
		119								LZ-32-1 LE-119a
		118								
31	1.4	117								LZ-31-1
		116								Negro LE-117 LE-116a
30	3.4	115								LE-115a
		114								LE-114
		113								
29	3.9	112								LZ-29-4
		111								Negro Gris LZ-29-3 LZ-L LZ-29-2
		110								Gris LZ-29-1 LE-110
		109								
28	4.2	108								
		107								LZ-28-3 LZ-28-2 LE-106
		106								Negro LZ-28-1 LE-105
		105								
27	2.3	104								LZ-27-1
		103								Ocre
26	2.7	102								
		101								Ocre
		100								Verde LE-100a
25	4.6	99								
		98								Rojo / Verde
		97								Ocre LZ-25-1
		96 m								

Columna de Río Leza (3 de 5)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA					FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	Pack	Grain	Rud		
39	3	145								LE-145 LZ-39-1
		144								
38	1.7	143								LE-143
		142								LE-142
37	4.3	141								LZ-37-1
		140							Negro	
		139								
		138								
36	5.4	137								LZ-36-2
		136								LE-136
		135							Negro	
		134								LZ-36-1
		133								
		132								
35	3.2	131							Negro	
		130								LE-130 LZ-35-1
		129								
		128								
33	4.1	127								LE-127
		126								
		125							Ocre	LZ-33-1 LE-125a LZ-M LE-124a
		124								
32	5.3	123								LE-123
		122							Gris Negro	LZ-32-2
		121							Gris Negro	LE-121
		120m							Gris Negro	LE-120a LE-120

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA					FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	Pack	Grain	Rud		
46	8.5	169								LE-169 LZ-46-2
		168								
45	3	167								LZ-46-1 LE-166a
		166							Negro	
		165								
		164								
44	3.5	163								
		162								
		161								
		160								LE-160a LZ-44-1
43	1.6	159								LE-159a
		158								LZ-43-1 LE-157a
		157								
		156								
42	4.4	155								LZ-O LE-156 LZ-N
		154								
		153								LZ-42-2
		152								LZ-42-1
41	4	151								
		150								LE-152 LZ-41-2
		149								
		148								LZ-N
40	1.5	147								LE-149 LZ-41-1
		146								
		145								
		144m								

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA					FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	Pack	Grain	Rud		
50	11.7	193								
		192								
49	2.3	191								LZ-50-2
		190								
		189								
		188								
48	4.5	187								LZ-49-1
		186								
		185								
		184								
47	6.5	183								LZ-48-3
		182								LZ-48-2
		181								
		180								LZ-48-1
46	8.5	179								
		178								
		177								
		176								LZ-47-2
46	8.5	175								
		174								LZ-47-1
		173								
		172								
46	8.5	171								LE-172 LZ-P LZ-46-3
		170								
		169								
		168m								LE-169 LZ-46-2

Columna de Río Leza (4 de 5)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA					FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	Caliza	Grain	Bound		
57	1.9	216								LZS-04
56	3.5	215								
		214								
		213								
55	3.7	212								LZS-03
		211								
		210								
		209								
54	1.9	208								LZS-02
		207								
53	1.8	206								LZS-01
		205								
52	2.4	204								
		203								
51	3.4	202								LZ-51-2 LZ-51-1
		201								
		200								
		199								
		198								
		197								
50	11.7	196								LZ-50-3
		195								
		194								
		193								
		192m								
		192m								

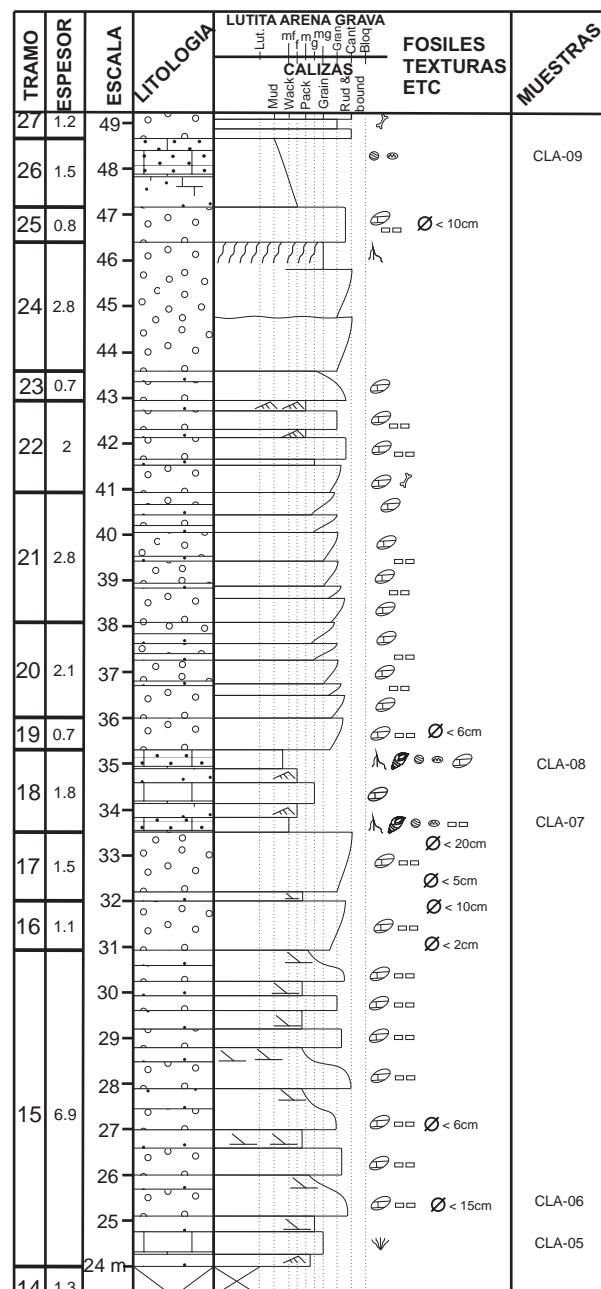
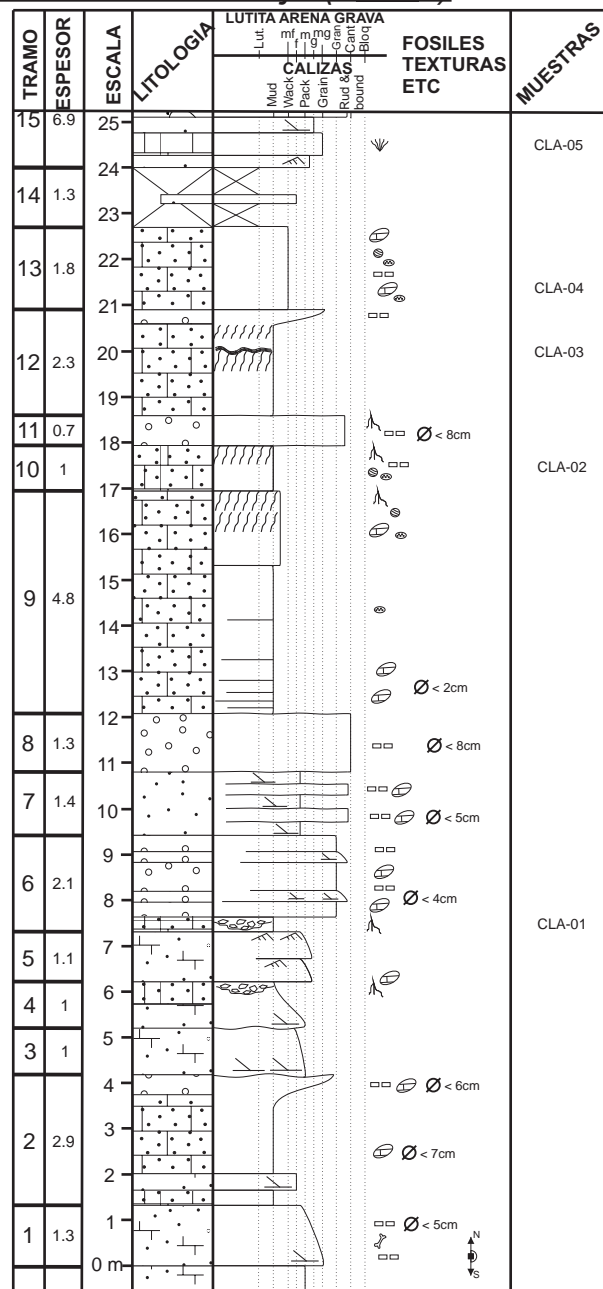
TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA					FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	Caliza	Grain	Bound		
67	3.3	239								LZS-12
66	2.8	238								
		237								
		236								
65	4.4	235								LZS-11
		234								
		233								
		232								
64	1.5	231								LZS-10
		230								
		229								
		228								
63	1.8	227								LZS-09 LZS-08 STR-LZ
		226								
		225								
		224								
62	1.3	223								LZS-07
		222								
		221								
		220								
61	1.5	219								LZ-ONC SEC-7-LZ
		218								
		217								
		216								
60	1.3	215								LZS-06
		214m								
		213m								
		212m								
59	3.5	211m								LZS-05
		210m								
		209m								
		208m								
58	1.7	207m								LZS-04
		206m								
		205m								
		204m								
57	1.9	203m								LZS-03
		202m								
		201m								
		200m								
56	3.5	199m								LZS-02
		198m								
		197m								
		196m								
55	3.7	195m								LZS-01
		194m								
		193m								
		192m								

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA					FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	Caliza	Grain	Bound		
73	1.7	263								LZS-17
72	1.5	262								
		261								
		260								
71	3.2	259								LZS-16
		258								
		257								
		256								
70	3.7	255								LZS-15
		254								
		253								
		252								
69	6.4	251								LZS-14
		250								
		249								
		248								
68	7.3	247								LZS-13
		246								
		245								
		244								
67	3.3	243								LZS-12
		242								
		241								
		240								
66	3.3	239								LZS-11
		238m								
		237m								
		236m								
65	3.3	235m								LZS-10
		234m								
		233m								
		232m								
64	3.3	231m								LZS-09 LZS-08 STR-LZ
		230m								
		229m								
		228m								
63	3.3	227m								LZS-07
		226m								
		225m								
		224m								
62	3.3	223m								LZ-ONC SEC-7-LZ
		222m								
		221m								
		220m								
61	3.3	219m								LZS-06
		218m								
		217m								
		216m								
60	3.3	215m								LZS-05
		214m								
		213m								
		212m								
59	3.3	211m								LZS-04
		210m								
		209m								
		208m								
58	3.3	207m								LZS-03
		206m								
		205m								
		204m								
57	3.3	203m								LZS-02
		202m								
		201m								
		200m								
56	3.3	199m								LZS-01
		198m								
		197m								
		196m								
55	3.3	195m								LZ-51-2 LZ-51-1
		194m								
		193m								
		192m								

Columna de Río Leza (5 de 5)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA	FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				CALIZA Mud Wack Pack Grail Rud Bound		
81	1.6	279				
		278				
		277				
80	2.1	276				
		275				
		274				
79	2	273				
		272				
78	1.5	271				
		270				
76	1.8	269				
		268				
75	1.8	267				
		266				
74	1.8	265				
		264				
73	1.7	263				
		262m				
72	1.5					

Columna de Clavijo (1 de 3)



Columna de Clavijo

Base { X=548353 m Long. 2°24'46"W
Y=4688978 m Lat. 42°21'6"N

Techo { X=548388 m Long. 2°24'45"W
Y=4689147 m Lat. 42°21'11"N

Localización: Columna medida en la ladera sur del Monte Laturce, situado inmediatamente al noreste de la localidad de Clavijo. Se accede a la columna a partir de una carretera que une el pueblo de Clavijo con la Ermita de Santiago. La columna se realizó ascendiendo a lo largo de un estrecho barranco de dirección N-S situado al oeste de la zona conocida como Cumbre la Rad. El techo de la columna está situado a unos 300 m al este de la cruz construida en el punto más alto del Monte Laturce.

Columna de Clavijo (2 de 3)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA					FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Lut	mi	mg	Gr	Can		
				Mud	Wack	Pack	Grain	Rud	Bound	
40	3	73								
		72								
		71								
39	1.6	70								CLA-13
		69								CLA-12
38	1.5	68								
		67								
37	2	66								
		65								
36	1.6	64								
		63								
35	2.6	62								
		61								
34	1.4	60								
33	0.8	59								
32	1.5	58								CLA-11
		57								
31	2.2	56								
		55								
29	2.8	54								
		53								
		52								
28	1.5	51								CLA-10
		50								
27	1.2	49								
26	1.5	48 m								CLA-09

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA					FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Lut	mi	mg	Gr	Can		
				Mud	Wack	Pack	Grain	Rud	Bound	
53	3.4	97								
		96								
		95								
52	1	94								
51	1	93								CLA-16
		92								
50	1.5	91								
49	1.1	90								
		89								
48	3.2	88								CLA-15
		87								
		86								
47	3.4	85								
		84								
		83								
46	1.5	82								CLA-14
45	1.5	81								
		80								
44	2.8	79								
		78								
43	1.3	77								
		76								
42	1.5	75								
41	1	74								
		73								
40	3	72 m								

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA					FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Lut	mi	mg	Gr	Can		
				Mud	Wack	Pack	Grain	Rud	Bound	
		121								
		120								
61	4.8	119								CLA-18
		118								
		117								
		116								
60	2.8	115								CLA-17
		114								
		113								
59	3.6	112								
		111								
		110								
		109								
58	5	108								
		107								
		106								
57	1.1	105								
56	1.4	104								
		103								
55	1.8	102								
		101								
		100								
54	3.2	99								
		98								
		97								
53	3.4	96 m								

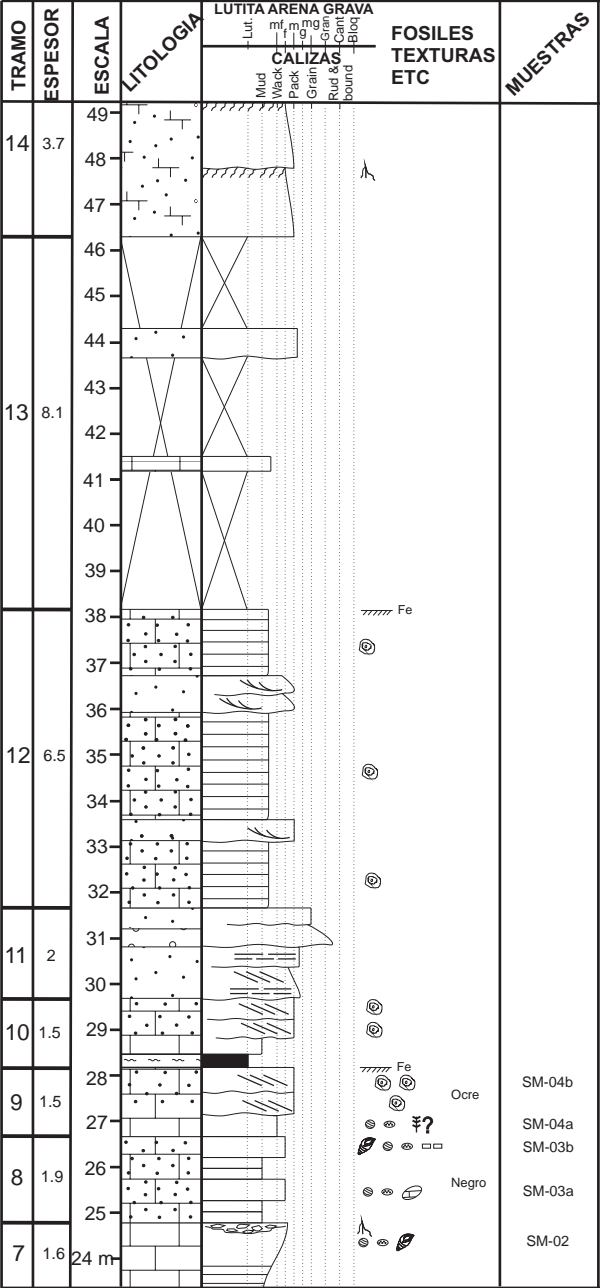
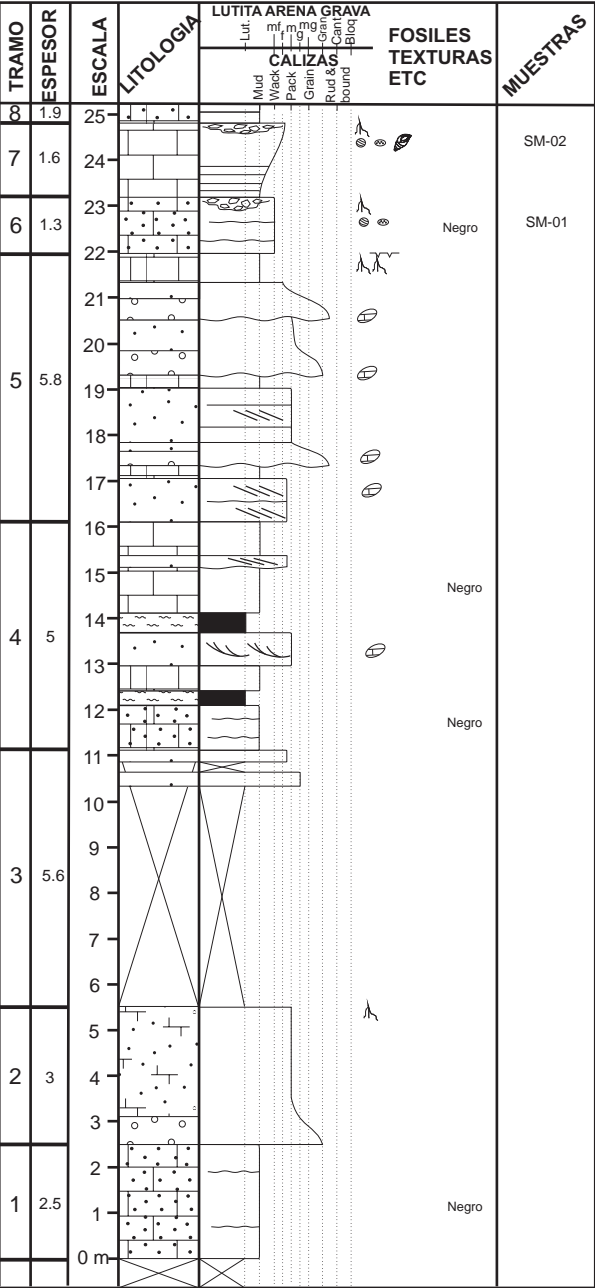
Columna de Clavijo (3 de 3)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA						FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	PACK	Grain	Rud	Bound		
74	1.2	145								Ø < 5cm	
73	3.1	144									
		143									
		142									
		141									
72	3.6	140									
		139									
		138									CLA-21
71	1.1	137								Ø < 5cm	CLA-20b
70	3.5	136								Rojo	
		135								Ø < 10cm	
		134									
		133									
69	0.7	132								Rojo	
68	1.8	131									
67	0.7	130									
66	1.5	129								N330E N290E	
65	0.9	128									
64	1.2	127									CLA-20
63	1.9	126									
		125								Rojo	
		124									
62	3.1	123									
		122									
		121								Rojo	
61	4.8	120m									

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA						FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	PACK	Grain	Rud	Bound		
		169									
88	2.3	168									CLA-35
		167									CLA-34
87	1.3	166									CLA-33
		165								Negro	CLA-32
86	1.6	164									CLA-31
85	0.9	163									CLA-30
84	2	162								Negro	CLA-29
83	0.7	161									
82	0.6	160									
81	1.6	159									CLA-28
		158									CLA-27
80	1.7	157								Gris	CLA-26
79	1.7	156								Gris	CLA-25
		155									
78	1.5	154									CLA-24
77	1.6	153									
		152								Gris	CLA-23
		151									CLA-22
76	3.8	150									
		149									
		148									
75	2	147								Ø < 25cm	
		146									
74	1.2	145								Ø < 5cm	
73	3.1	144m									

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA						FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	PACK	Grain	Rud	Bound		
		184									
		183									
95	2.5	182									
		181									CLA-39
		180									
94	1.7	179									
		178									
93	2.5	177									
		176									
92	1.5	175									CLA-38
		174									
91	1.3	173									
		172									CLA-37
90	1.6	171									
89	1.8	170									CLA-36
		169									
88	2.3	168m									CLA-35

Columna de San Martín (1 de 4)



Columna de San Martín

Base { X=557205 m Long. 2°18'21"W
 Y=4683806 m Lat. 42°18'16"N

Techo { X=556868 m Long. 2°18'36"W
 Y=4683919 m Lat. 42°18'20"N

Localización: Columna levantada a lo largo del cauce del barranco de San Martín, afluente del río Jubera, hasta el tramo 47. Entre los tramos 48 y 67 se levantó por la ladera oeste del barranco. A partir del tramo 68 se levantó en la parte meridional de la Peña Muro.

Columna de San Martín (2 de 4)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA	FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				<div><div>Lut</div><div>mf</div><div>mm</div><div>gr</div><div>can</div><div>bloq</div></div> <div><div>CALIZA</div><div>Mud</div><div>Wack</div><div>Peck</div><div>Gran</div><div>Rud</div><div>bound</div></div>		
24	2.4	73				SM-57-1 SM-07
		72				
23	2.6	71				
		70				
22	1.9	69				SM-06
		68				
21	1.6	67				
		66				
20	3.2	65				
		64				
19	1.2	63				
		62				
18	1.7	61				
		60				
17	2.6	59				SM-05
		58				
16	1	57				Negro
		56				
15	6	55				
		54				
14	3.7	53				
		52				
		51				
		50				
		49				
		48 m				

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA	FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				<div><div>Lut</div><div>mf</div><div>mm</div><div>gr</div><div>can</div><div>bloq</div></div> <div><div>CALIZA</div><div>Mud</div><div>Wack</div><div>Peck</div><div>Gran</div><div>Rud</div><div>bound</div></div>		
38	2.6	97				SM-70-01
37	0.6	96				
		95				SM-69-01
		94				
36	4.7	93				Negro
		92				
		91				Rojo
		90				
35	1.1	89				Rojo
34	0.7	88				
33	0.5	87				
32	1.9	86				
31	1.7	85				
30	3.3	84				
		83				
		82				SM-08
		81				
29	1.3	80				Naranja
28	0.8	79				
27	2.2	78				
26	2.1	77				Negro
		76				
25	1.3	75				
24	2.4	74				SM-57-1 SM-07
		73				
23	2.6	72 m				

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA	FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				<div><div>Lut</div><div>mf</div><div>mm</div><div>gr</div><div>can</div><div>bloq</div></div> <div><div>CALIZA</div><div>Mud</div><div>Wack</div><div>Peck</div><div>Gran</div><div>Rud</div><div>bound</div></div>		
48	13	121				
		120				
		119				Rojo
		118				
		117				Rojo
		116				
47	1.5	115				Rojo
		114				
46	2	113				
		112				
45	2.5	111				
		110				
44	2.9	109				
		108				
43	0.6	107				
		106				
42	2	105				
		104				
41	1.2	103				
		102				
40	2.2	101				
		100				
39	1.7	99				
38	2.6	98				
		97				
37	0.6	96 m				SM-70-01
36	4.7					

Columna de San Martín (3 de 4)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA						FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	Peck	Grain	Rud	Bound		
54	2	145									SMC-4-1
53	1.9	144									
		143									
52	2.3	142									
		141									
51	2	140									
		139									
50	3.4	138									
		137									
		136									
		135									
49	5.3	134									
		133									
		132									
		131									
		130									
48	13	129									
		128									Verde
		127									
		126									
		125									
		124									
		123									
		122									
		121									
		120m									Rojo

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA						FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	Peck	Grain	Rud	Bound		
60	8.1	169									
		168									
		167									
59	4.3	166									SMC-9-1
		165									
		164									
		163									
58	3.2	162									
		161									
		160									
		159									
57	4.9	158									SMC-7-1
		157									
		156									
		155									
		154									
56	3.5	153									
		152									SMC-6-1
		151									
		150									
55	4.5	149									Rojo
		148									
		147									
		146									Rojo
54	2	145									SMC-4-1
		144m									

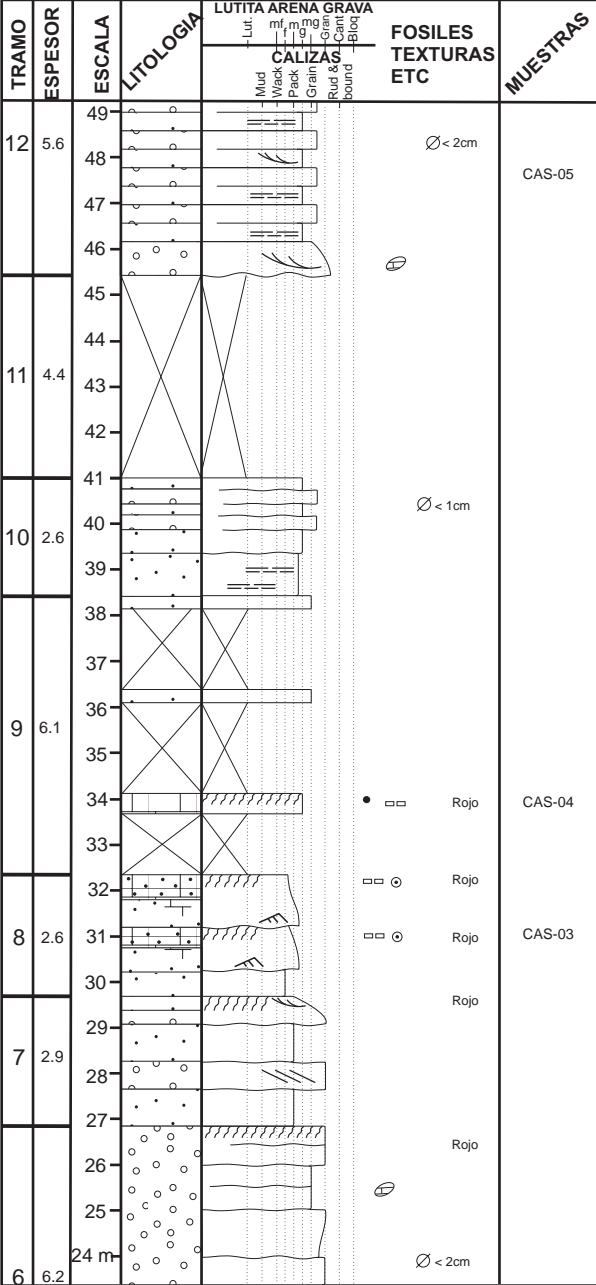
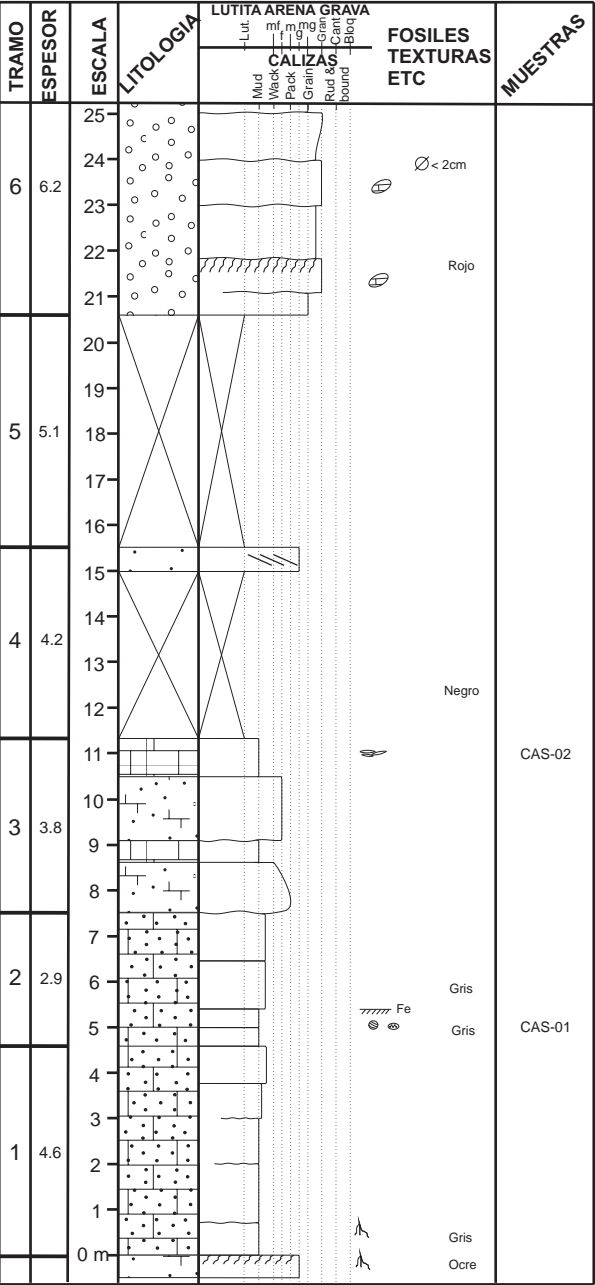
TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA						FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	Peck	Grain	Rud	Bound		
67	4.1	193									
66	2.8	192									Rojo
		191									
65	3.8	190									Fe
		189									
		188									
		187									
64	0.8	186									
63	2	185									Fe
		184									Rojo
62	3.5	183									
		182									
		181									
		180									
		179									
61	5.9	178									
		177									
		176									
		175									
60	8.1	174									
		173									
		172									Negro
		171									
		170									
		169									Negro
		168m									

Columna de San Martín (4 de 4)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA					FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Lut	mf	mm	Grain	Cent		
				Mud	Wack	Pack	Grain	Rud & Bound		
80	1.5	215								
79	1.8	214							⊙ ⊙	Negro
		213							⊙ ⊙	
78	1.2	212							⊙ ⊙	Gris
77	1.2	211							⊙ ⊙	
		210							⊙ ⊙	
76	2	209							⊙ ⊙	
		208							⊙ ⊙	
75	1	207							⊙ ⊙	
		206							⊙ ⊙	
74	1.8	205							⊙ ⊙	
		204							⊙ ⊙	
73	1.6	203							⊙ ⊙	
		202							⊙ ⊙	
72	1.2	201							⊙ ⊙	
		200							⊙ ⊙	
71	1.5	199							⊙ ⊙	
		198							⊙ ⊙	
70	1.4	197							⊙ ⊙	
		196							⊙ ⊙	
69	1.6	195							⊙ ⊙	
		194							⊙ ⊙	
68	1.4	193							⊙ ⊙	
		192m							⊙ ⊙	
67	4.1	191							⊙ ⊙	
		190							⊙ ⊙	
66	2.8	189							⊙ ⊙	

[illegible]

Columna de Castellar (1 de 4)



Columna de
Castellar

Base { X=563752 m Long. 2º13'39"W
 Y=4674713 m Lat. 42º13'19"N

Techo { X=563575 m Long. 2º13'47"W
 Y=4675158 m Lat. 42º13'34"N

Localización: Columna levantada a lo largo de la ladera sureste del monte Castellar, situado aproximadamente a 1,5 km en línea recta hacia el noreste de la localidad de Arnedillo. Se accede a la columna ascendiendo el monte Castellar desde el Arroyo del Reajo, afluente del Río Cidacos.

Columna de Castellar (2 de 4)

TRAMO ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA						FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
			Lu	mf	m	mg	g	Ca		
			Mud	Wick	pack	Grailz	Rud & C	Bound		
21 3.8		73								
20 1.5		72								
		71								
20 3.2		70								
		69								
		68								
		67								
19 4.9		66								
		65								
		64								
18 2		63								
		62								
		61								
17 3		60								
		59								
16 1		58								
		57								
15 2.4		56								
		55								
14 1.2		54								
		53								
13 2.6		52								
		51								
		50								
12 5.6		49								
		48 m								

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA	FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				- Lut - - Mud - - Wack - - Pack - - Grails - - Rud & C - - bound - - Blorg -		
27	3.2	97	[Diagram]	mud	Negro	CAS-11
26	1.9	96	[Diagram]	mud		
		95	[Diagram]	mud	Negro	CAS-10
25	10.9	94	[Diagram]	mud		
		93	[Diagram]	mud		
		92	[Diagram]	mud		
		91	[Diagram]	mud		
		90	[Diagram]	mud		
		89	[Diagram]	mud		
		88	[Diagram]	mud		
		87	[Diagram]	mud		
24	1.2	86	[Diagram]	mud		
		85	[Diagram]	mud		
23	2	84	[Diagram]	mud		
		83	[Diagram]	mud		
22	3	82	[Diagram]	mud		
		81	[Diagram]	mud		
21	3.8	80	[Diagram]	mud		
		79	[Diagram]	mud		
		78	[Diagram]	mud		
		77	[Diagram]	mud		
20	1.5	76	[Diagram]	mud		
		75	[Diagram]	mud		

[illegible]

Columna de Castellar (3 de 4)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA					FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	Caliza	Grain	Bound		
47	1.7	145							Negro	CAS-23
		144							Fe	CAS-22
47	2.8	143							Gris	CAS-21
		142								CAS-20b
		141								CAS-20a
46	2.2	140							Negro	
		139								
45	2.2	138							Negro	CAS-19
		137								
44	1.4	136								
43	1.3	135								
		134								
42	1.8	133								
41	1.3	132								
		131								
		130								CAS-18
40	5.4	129								
		128							Negro	
		127								
		126								
		125								CAS-17
		124							Gris	
39	5.7	123								
		122								
		121							Gris	
38	0.4	120m								CAS-16

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA					FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	Caliza	Grain	Bound		
57	4.3	169							Negro	CAS-31
56	0.5	168							<5cm	CAS-30
		167								
		166							Negro	
55	4.2	165								
		164								
		163								
54	4.6	162							Negro	CAS-29
		161								
		160								
		159								
53	3.3	158								
		157							Negro	CAS-28
		156								
52	2.8	155							Gris	CAS-27
		154								
51	2.3	153							Negro	
		152								
		151								CAS-26
50	2	150							Negro	
		149								CAS-25
49	2.4	148							Negro	
		147								
48	1	146							Gris	CAS-24
47	1.7	145							Negro	CAS-23
46	2.8	144m							Fe	CAS-22

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA					FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	Caliza	Grain	Bound		
62	7.9	193								
		192							Gris	
		191							Negro	
		190							Gris	CAS-40
		189								
61	3.8	188								
		187							Negro	CAS-39
		186								
		185								CAS-38
		184							Negro	
60	5.3	183								
		182								
		181							Fe	CAS-37
59	3.4	180								
		179								CAS-36
		178							Negro	
		177								
		176							Negro	CAS-35
58	4.6	175								
		174								
		173							Negro	CAS-34
		172							Rojo	CAS-33
		171							Negro	CAS-32
57	4.3	170								
		169							Negro	CAS-31
56	0.5	168m							<5cm	CAS-30
55	4.2	167m							Rojo	

Columna de Castellar (4 de 4)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA	FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud Wack Pack Grain Rud bound		
69	3.5	217				CAS-51
		216			Negro	
		215				
		214				
68	1.6	213			Gris	CAS-50 CAS-49 CAS-48
		212				CAS-47 CAS-46
		211				
67	2.8	210			Gris	CAS-45
		209			Negro	CAS-44
66	0.9	208				
65	1.4	207				
64	4.5	206			Negro	CAS-43
		205				
		204				CAS-42
		203			Negro	
		202				CAS-41
63	4.3	201				
		200				
		199			Negro	
		198				
62	7.9	197				
		196				
		195				
		194			Negro	
		193				
		192m			Gris	

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA	FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud Wack Pack Grain Rud bound		
77	4.1	251			Negro	
		250				
		249			Gris	
		248				
76	2.3	247			Gris	CAS-58A
		246			Negro	
		245			Gris	CAS-57
75	1	244			Negro	CAS-56
74	3.1	243				
		242				
		241			Negro	
		240			Negro	CAS-55
		239			Gris	CAS-54
72	17.3	238				
		237				
		236				
		235			Negro	
		234				
		222				
		221			Negro	CAS-53
		220				CAS-52
		219			Negro	
		218				
70	3.4	217				CAS-51
		216m			Negro	
69	3.5	216m				

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA	FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud Wack Pack Grain Rud bound		
82	2.1	274			Gris	CAS-60
		273				
		272				
		271				
81	4.2	270			Negro	
		269				
		268				CAS-59B
		267			Gris	CAS-59A
		266				
80	3.1	265				CAS-58B
		264			Negro	
		259				
79	11.9	258			Fe	Negro
		257				
		256				
		255				
		254				
		253				
		252			Negro	
		251			Negro	
		250				
		249			Gris	
77	4.1	249				

Columna de Canteras (1 de 2)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA						FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	Caliza	Grain	Rud	Bound		
16	2.2	25									CAN-03
15	1.3	24									
14	1	23									
13	3.5	22									CAN-02
12	0.9	21									
11	1	20									
10	0.6	19									CAN-01
9	1.5	18									
8	0.4	17									
7	1.9	16									CAN-01
6	1.8	15									
5	0.3	14									
4	5	13									CAN-01
3	0.4	12									
2	2.1	11									
1	2	10									CAN-01
		9									
		8									
		7									CAN-01
		6									
		5									
		4									CAN-01
		3									
		2									
		1									CAN-01
		0 m									

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA						FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	Caliza	Grain	Rud	Bound		
29	1.6	49									CAN-06
28	1.3	48									
27	3.7	47									
26	1.4	46									CAN-05
25	2.9	45									
24	1.9	44									
23	1.2	43									CAN-04
22	1.5	42									
21	0.5	41									
20	1.5	40									CAN-04
19	1.9	39									
18	0.8	38									
17	3	37									CAN-03
16	2.2	36									
		35									
		34									CAN-03
		33									
		32									
		31									CAN-03
		30									
		29									
		28									CAN-03
		27									
		26									
		25									CAN-03
		24 m									

Columna de Canteras

Base { X=561811 m Long. 2°15'4"W
Y=4674373 m Lat. 42°13'9"N

Techo { X=561650 m Long. 2°15'11"W
Y=4614428 m Lat. 42°13'11"N

Localización: Columna levantada en la ladera occidental del barranco que baja desde Los Cabezos hasta el Arroyo del Vadillo. Esta zona está situada aproximadamente a 1,5 km en línea recta hacia el NO de la localidad de Arnedillo, y se encuentra próxima a unas canteras activas que explotan las calizas de la Fm Leza. Se accede a la columna subiendo desde Arnedillo unos 2300 m por el Camino de Prado Cruz (hoy en día asfaltado para dar servicio a las canteras).

Columna de Canteras (2 de 2)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA						FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	Caliza	Pack	Grain	Rud		
39	3.4	73									
		72									
		71									
38	2.2	70									
		69									
37	2.4	68									
		67									
		66									
36	3.1	65									
		64									
		63									
35	2.2	62									
		61									
34	3.1	60									
		59									
		58									
33	3	57									
		56									
		55									
32	1.5	54									
		53									
31	1.8	52									
		51									
30	2.6	50									
		49									
29	1.6	48 m									

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA						FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	Caliza	Pack	Grain	Rud		
		97									
		96									
		95									
51	4	94									
		93									
		92									
50	0.7	91									
49	1.8	90									
48	1	89									
47	0.9	88									
46	1	87									
		86									
45	2.5	85									
		84									
44	2	83									
		82									
43	2.5	81									
		80									
42	0.9	79									
		78									
41	2.9	77									
		76									
40	1.3	75									
		74									
39	3.4	73									
		72 m									

Columna de Arnedillo (1 de 4)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA						FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS	
				Lut	mf	m	mg	Grav				
				Mud	Wack	Pack	Grain	Rud & Cant	Bound			
				CALIZAS								
15	1	22									Verde	ARN-017
14	1.2	21								Fe	Verde	AR-02-03
13	0.8	20									Beige	ARN-016 ARN-015 ARN-014 ARN-013
12	2.5	19										
		18									Verde	
		17										ARN-012
11	2.6	16										
		15									Gris Verde	ARN-011 AR-02-02
10	1.6	14									Verde	
		13										
9	1.3	12									Gris	AR-02-01
8	0.4	11									Verde	AR-01-02
7	0.9	10									Gris	ARN-010
		9									Verde	ARN-009
6	2	8									Gris	ARN-008
		7										ARN-01-01
5	1.4	6									Verde Gris	ARN-007
		5									Gris	ARN-006
4	2	4										ARN-005
		3									Gris	ARN-004
3	1.6	2									Beige	
		1									Gris	ARN-003
2	2.5	0 m									Beige	
1	0.5										Verde	ARN-002
											Gris	ARN-001

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA						FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS		
				Lut	mf	m	mg	Grav	Bound				
				CALIZAS									
				Mud	Wack	Pack	Grain	Rud &	Bound				
28			44							☉	Rojo	ARN-04-02	
			43										
			42										
27	4.5		41							☉	Verde		
			40										
			39									ARN-026	
			38										
26	3.2		37							☉	Rojo		
			36								Verde		
			35							☐ ☉			
25	2.3		34							☐ ☉	Verde	ARN-03-06 ARN-025 ARN-03-05	
			33								Gris		
24	0.7		32							☉ ☉	Gris		
23	0.8		31								Verde		
22	1.4		30							☉ ☐	Gris		
21	0.8		29							☐	Marrón	ARN-024	
20	1.7		28								Verde		
19	0.8		27							☐	Gris		ARN-023
18	1.2		26								Gris		
17	1.8		25							☐ ☉ ☐	Verde		
16	1.7		24							☐ ☐ ☐	Gris Verde	ARN-019/020 ARN-03-01 ARN-002 ARN-018	
			23							☐ ☐ ☐	Verde		
15		22m								☐ ☐ ☐	Gris		ARN-001 ARN-017
										☐ ☐ ☐	Verde		
										☐ ☐ ☐	Verde		

Columna de Arnedillo

Base { X=562383 m Long. 2°14'39"W
Y=4672986 m Lat. 42°12'24"N

Techo { X=562058 m Long. 2°14'54"W
Y=4673103 m Lat. 42°12'27"N

Localización: Columna levantada a lo largo de la carretera LR-115, comenzando a unos 300 m al sur del punto en el que la carretera sale de la población de Arnedillo, en una amplia curva de la carretera hacia el oeste. A partir del tramo 84, la columna continúa por el antiguo trazado de la carretera, en la ladera noreste del Arroyo del Vadillo.

Columna de Arnedillo (2 de 4)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA							FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS	
				Lut	mf	m	mg	Grav	Bound				
				CALIZAS									
TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA							FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS	
				Lut	mf	m	mg	Grav	Bound				
				CALIZAS									
TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA							FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS	
				Lut	mf	m	mg	Grav	Bound				
				CALIZAS									
38	1	65								Fe	Gris	AR-08-01	
	3.4	64										Verde	AR-07-01
		63										Gris	
		62										Verde	
		61										Gris Verde	AR-06-01 ARN-030
		60										Gris Verde	AR-05-02
36	1.4	59											
35	1.1	58											
34	2.8	57											
		56											
		55										Ocre	AR-05-01
33	1.5	54									Verde		
32	1.3	53								Fe	Verde	ARN-029	
31	1.4	52									Ocre Abigarrado		
30	2.1	51										Verde	AR-04-04 ARN-028
		50										Gris	
29	1.8	49									Verde Abigarrado	ARN-027	
28	4.2	48											
		47											
		46											
		45											
44													
27	43m										Verde		

48	2.8	87																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																								</
----	-----	----	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	----

Columna de Arnedillo (3 de 4)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA								FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Lut	Mud	Wack	Calizas	Grain	Rud & bound	Canal	Biot		
62	12	131										AR-21-04 ARN-049	
		130											
		129											
		128											
		127											
		126											
		125											
		124											
		123											
		122											
61	1.3	121									AR-21-01		
		120											
		119											
60	3.2	118									Verde ARN-048 AR-20-01 ARN-047		
		117											
		116											
59	2.7	115									Negro AR-19-04		
		114											
		113											
58	2	112									Negro AR-19-02		
		111											
		110											
57		109									Negro AR-18-02 AR-18-01 AR-17-01 ARN-044 ARN-043 AR-16-02		

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA						FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS				
				Lut	mf	m	mg	Grain	Can			Blot	CALIZAS		
				Mud	Wack	Pack	Grain	Rud &	Bound						
67	2.4	152													
		151													
		150										Negro	AR-25-02		
		149													
66	9.1	148											AR-25-01 ARN-054		
		147											AR-24-04 ARN-053		
		146													
		145											AR-24-03		
		144											Negro		
		143											AR-24-02		
		142													
		141											AR-24-01		
65	2.9	140											AR-23-05		
		139											ARN-052		
		138											Negro	AR-23-04 AR-23-03 AR-23-02	
		137											AR-23-01		
64	3.5	136											Negro		
		135												ARN-051 AR-22-03	
		134												Gris	
		133													
63	2.3	132												Gris	AR-22-02 AR-22-01 ARN-050
		131													AR-21-04 ARN-049
		130													

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA						FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS	
				Lut	mf	m	mg	Grav	Bloc			
				CALIZAS								
				Mud	Wack	Pack	Grain	Rud	bound			
81		173									Crema	ARN-063
		172									Gris	AR-32-02 AR-32-01
80	3	171									Negro	AR-31-02 ARN-062
		170									Negro	AR-31-01
79	1	169									Gris	
78	0.8	168									Gris	ARN-061
77	1.6	167									Gris Negro	
		166									Gris	ARN-060
76	1.5	165									Negro	AR-30-01
		164									Negro	AR-29-02
75	1.9	163									Rojo	
		162									Verde	
74	1.5	161									Naranja	AR-28-02
		160									Negro	AR-28-01
73	1.4	159									Gris	AR-27-04 ARN-059
		158									Gris	AR-27-03
72	1.6	157									Negro	AR-27-02
		156									Negro	AR-27-01 ARN-058
71	1.1	155									Gris	ARN-057
		154									Negro	AR-26-05
70	1	153									Gris	AR-26-04
		152									Gris	AR-26-03 ARN-056
69	2.2	151									Negro	AR-26-02
		150									Gris	AR-26-01 ARN-055
68	2.8	149									Negro	
67		148									Negro	AR-25-03

Columna de Arnedillo (4 de 4)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA					FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	Calizas	Grain	Bound		
93		194								ARN-075 ARN-074 ARN-073 AR-36-01
92	1.2	193								
91	1.1	192								
90	0.8	191								AR-35-03 ARN-072
		190								
89	2.7	189								AR-35-02 ARN-071
		188								AR-35-01
88	1.7	187								
		186								
87	1.6	185								
		184								
86	1.7	183								ARN-070
		182								ARN-069
85	1.2	181								AR-34-02
		180								
84	4.5	179								ARN-068 AR-34-01 ARN-067
		178								
		177								AR-33-01 ARN-066
83	1.8	176								AR-32-03
		175								ARN-065
82	1.2	174								ARN-064
81	1.3	173								ARN-063 AR-32-02 AR-32-01
80		172								AR-31-02 ARN-062

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA					FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	Calizas	Grain	Bound		
		215								AR-38-02 ARN-083
108	0.9	214								
		213								
107	1.6	212								ARN-082 AR-38-01
		211								
106	1.3	210								ARN-081 ARN-080
		209								
105	3.2	208								ARN-079
		207								
104	0.8	206								AR-37-02
103	1.3	205								
		204								
102	2.1	203								ARN-078
		202								
101	1	201								
		200								
100	1.5	199								
		198								
99	0.5	197								AR-36-03 ARN-076
98	0.8	196								
97	1.8	195								
		194								
96	1	193								
95	1.4									
94	1.1									
93	1.6									AR-36-02 ARN-075 ARN-074 ARN-073
92										

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA					FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	Calizas	Grain	Bound		
		240								
		239								
122	1.9	238								Ocre
		237								
121	0.6	236								Negro
120	1	235								
119	1.1	234								Negro
		233								
118	2.5	232								Ocre
		231								
117	1	230								Gris
		229								
116	4.7	228								
		227								
115	2	226								AR-38-05
		225								Crema
		224								
114	3.1	223								AR-38-04
		222								ARN-087
		221								AR-38-03
113	1.5	220								Gris
112	0.7	219								Gris
		218								
111	1.7	217								Crema
		216								Naranja
110	1.2	215								Gris
109	1.4									ARN-085 ARN-084
108										Crema
										AR-38-02 ARN-083

Columna de Peñalmonte (1 de 1)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA						FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	Pack	Grail	Rud & bound	Caliza		
		29									
		28									
		27									PÑ-15
20	0.8	26								Gris	PÑ-16
19	5.5										
18	1.7	20								Negro	PÑ-14
		19									
		18									
		17									
		17									
16	0.6	16								Gris	
16	1	15								Gris	
15	1	14								Gris	PÑ-13
14	0.8	13								Negro	
		12								Negro	PÑ-12
13	1.5	11								Gris	
12	0.3	11								Negro	PÑ-11
11	0.4	10								Negro	PÑ-10
10	1	9								Gris	PÑ-09
9	0.8	8								Negro	PÑ-08
8	0.8	7								Gris	PÑ-07
		6								Negro	PÑ-06
7	1.8	5									
6	1.2	4								Gris	PÑ-05
		3								Negro	PÑ-04
5	2	2									
4	0.4	1								Negro	PÑ-03
3	0.8	0 m									
2	1									Negro	PÑ-02
1	0.5									Negro	PÑ-01

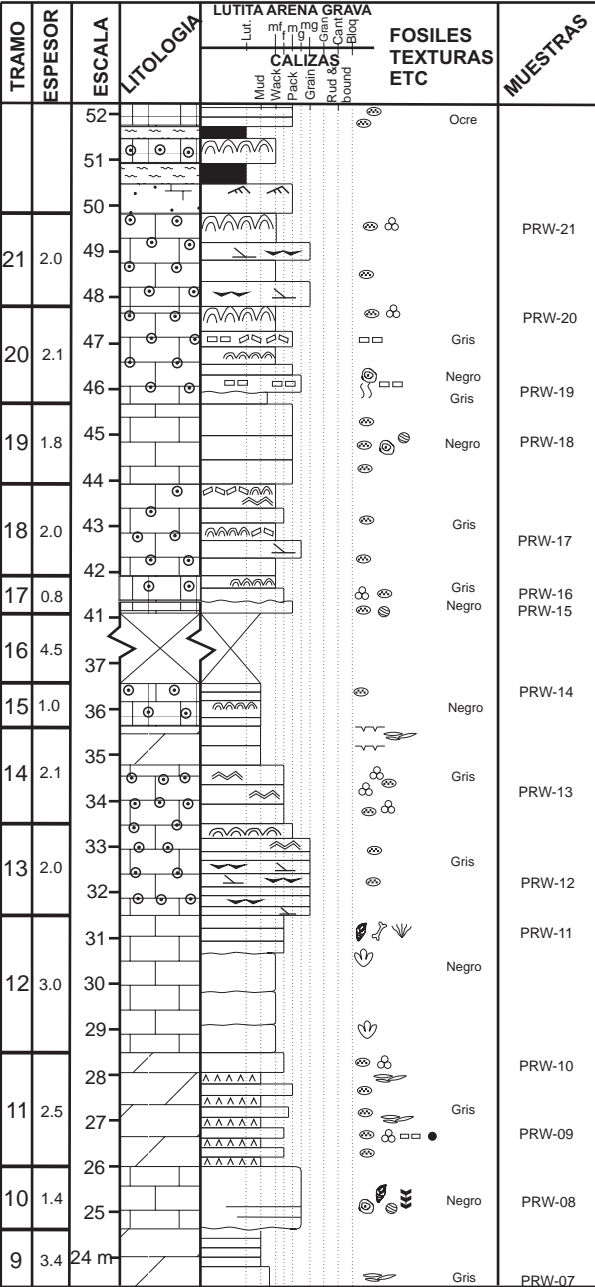
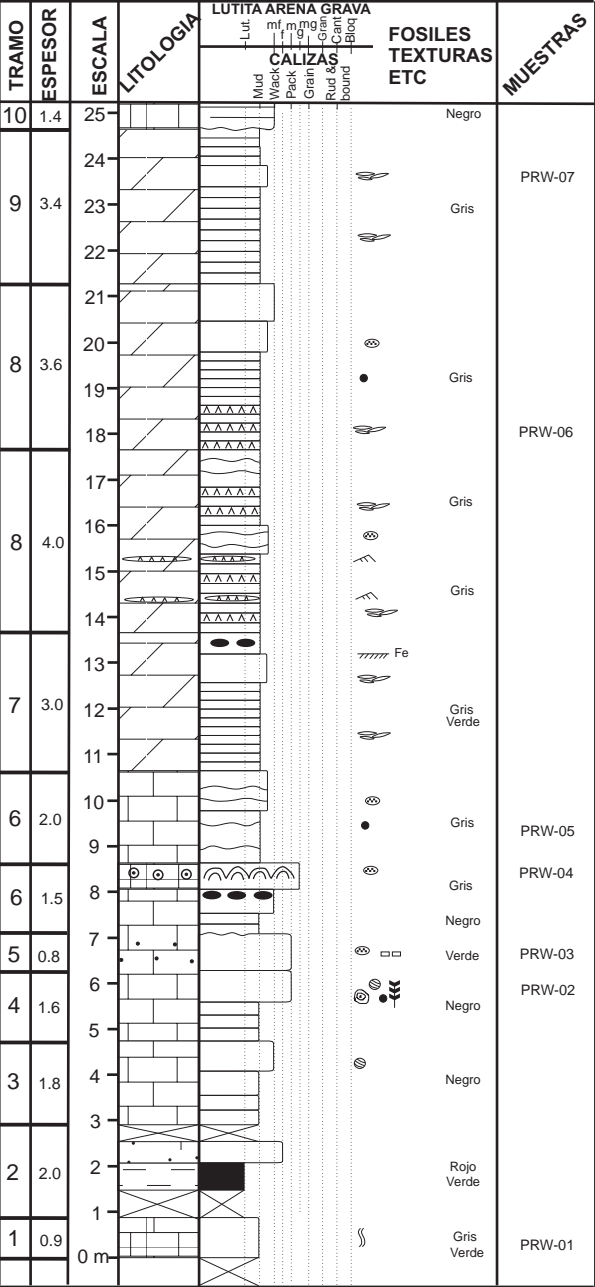
Columna de Peñalmonte

Base { X=564415 m Long. 2°13'12"W
Y=4670663 m Lat. 42°11'8"N

Techo { X=564406 m Long. 2°27'47"W
Y=4670638 m Lat. 42°11'7"N

Localización: Columna realizada en la ladera suroeste de la sierra de Peñalmonte, en el extremo oriental del municipio de Arnedillo, cerca del límite con el municipio de Préjano. Se accede a la columna desde la pista forestal que asciende a la sierra de Peñalmonte desde la carretera LR-382, que une las localidades Arnedillo y Préjano.

Columna de Préjano-Oeste (1 de 1)



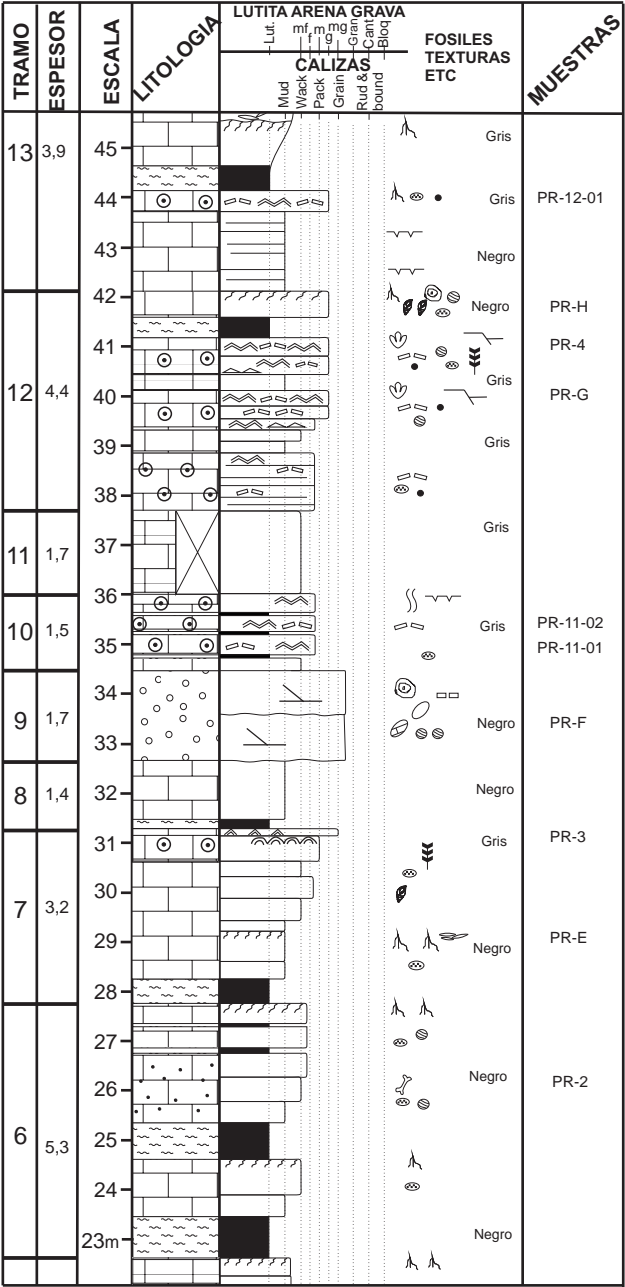
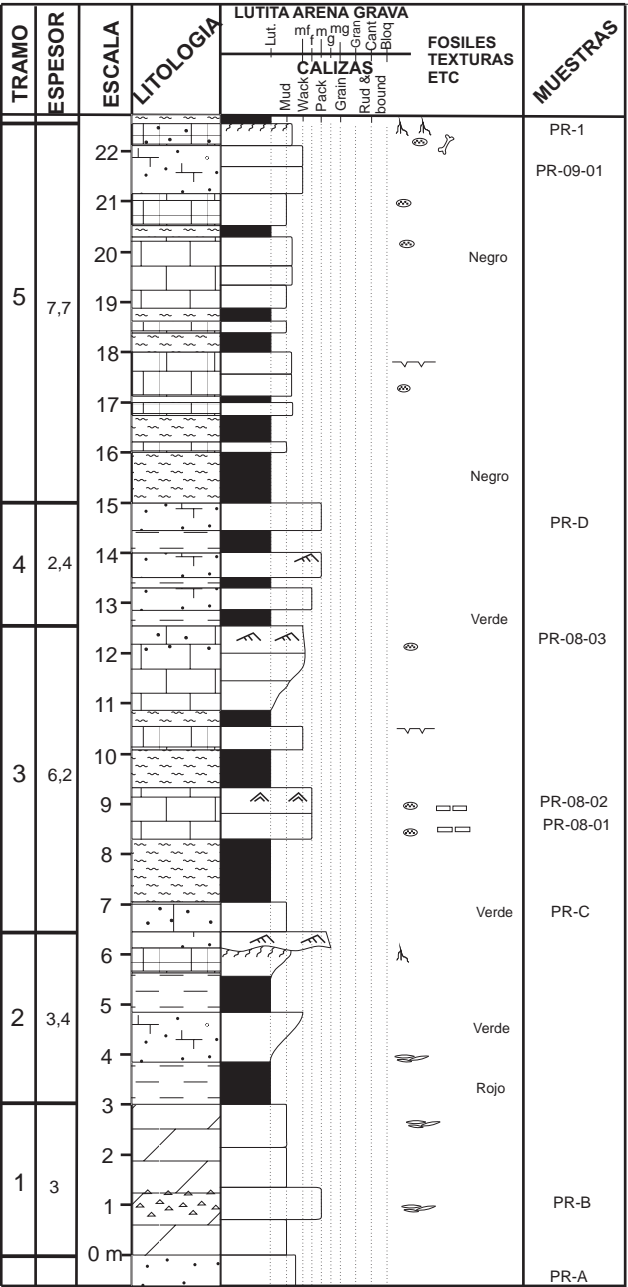
Columna de Préjano-Oeste

Base { X=566751 m Long. 2°11'31"W
Y=4669147 m Lat. 42°10'18"N

Techo { X=566389 m Long. 2°11'46"W
Y=46699308 m Lat. 42°10'23"N

Localización: Columna realizada en la ladera occidental de la parte baja del Barranco de las Puertas, situado en la vertiente meridional de la sierra de Peñalmonte. Se accede a este barranco mediante el camino que continúa la vía verde que une Préjano con las antiguas minas de carbón.

Columna de Préjano (1 de 2)



Columna de Préjano

Base { X=566751 m Long. 2°11'31"W
 Y=4669147 m Lat. 42°10'18"N

Techo { X=566616 m Long. 2°11'37"W
 Y=4669064 m Lat. 42°10'15"N

Localización: Columna levantada a lo largo del cauce del Río Ruesca, al pie de la ladera sureste de la sierra de Peñalmonte. Se accede a la columna mediante un camino que comienza al final de la vía verde que une Préjano con las antiguas minas de carbón.

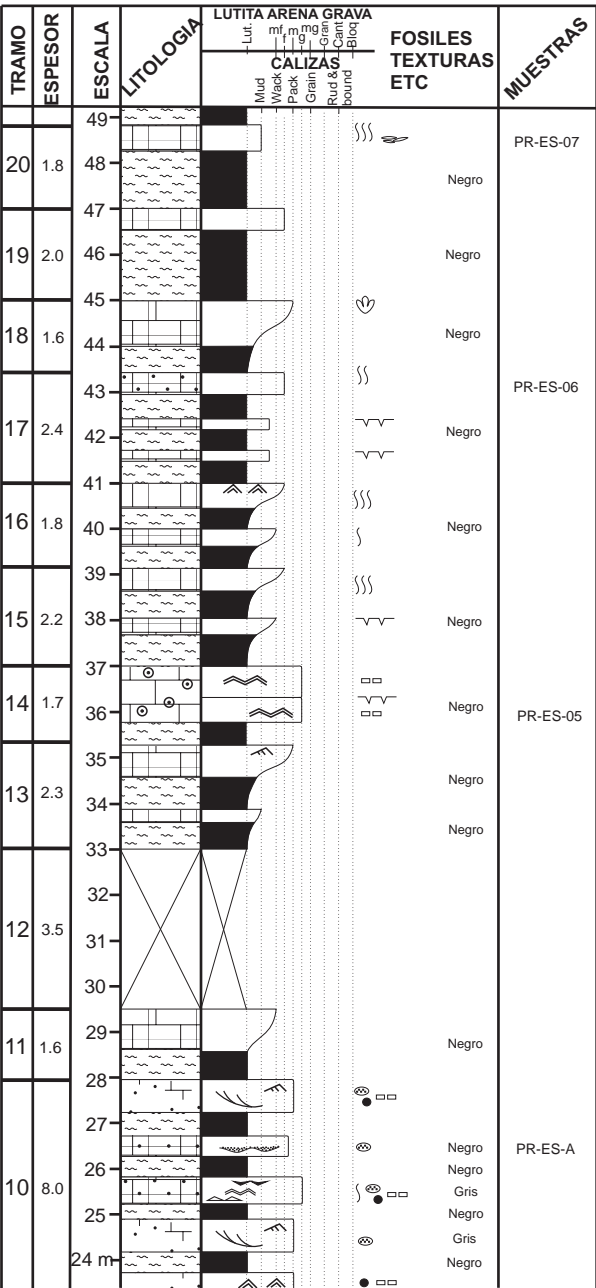
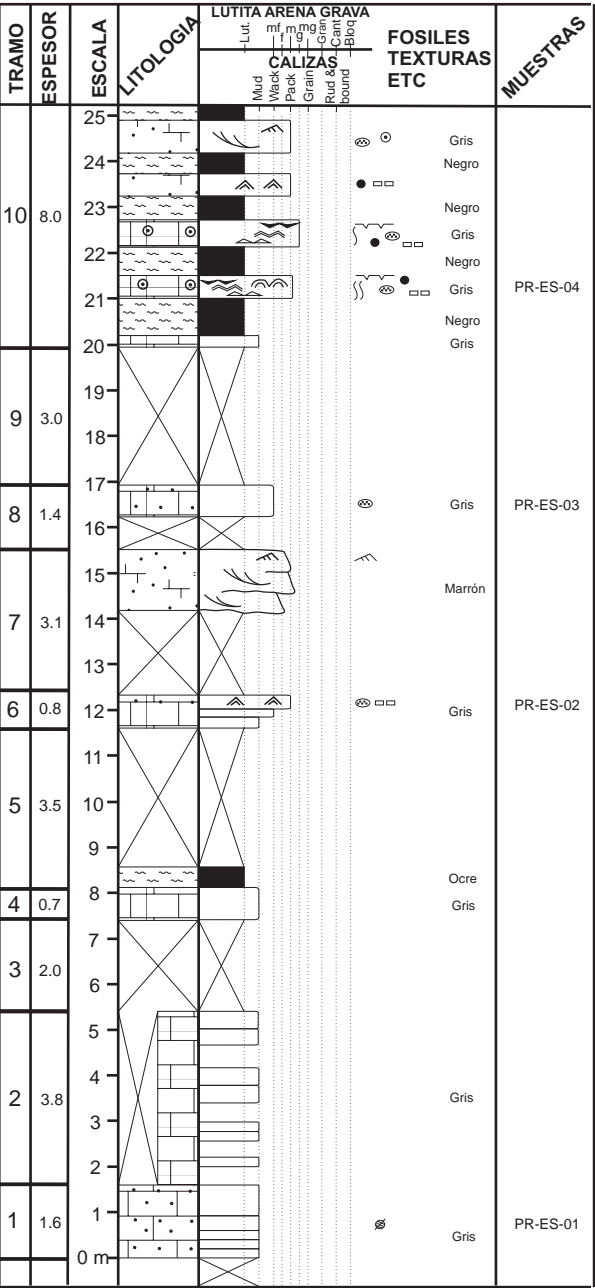
Columna de Préjano (2 de 2)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA							FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS		
				Lut	mf	m	mg	Grain	Rud	Bound			CALIZAS	
				Mud	Wack	Pack	Grain	Rud	Bound					
18	1,9	67										Gris	PR-O PR-15-01 PR-9	
		66												
		65												Negro
17	4,8	64											PR-8 PR-N	
		63												
		62												Gris
		61												
		60												
16	7,2	59											PR-14-01	
		58												
		57												Gris
		56												
		55												
		54												Gris
		53												
15	3	52											PR-L PR-K	
		51												Gris
		50												Fe
14	3	49											PR-J PR-I PR-13-02 PR-7 PR-13-01 PR-6	
		48												Gris
		47												Negro
13	3,9	46											PR-12-02/03 PR-5	
		45m												Gris

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA							FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS	
				Lut	mf	m	mg	Grav	Grav	Grav			
				CALIZAS									
				Mud	Wack	Pack	Grain	Grain	Grain	Rud & bound			
24	5,1	88											
		87											
		86										Gris	
		85											
		84											
		83										Gris	
		82										Negro	
		81										Gris	PR-Q
23	3,8	80										Negro	
		79										Gris	PR-R PR-17-02
		78											
		77										Negro	PR-ONC PR-11
21	2,2	76											PR-17-01
		75											
		74										Gris	
		73											PR-10 PR-P PR-16-01
20	3,3	72											
		71											
		70										Gris	
		69											
19	6,7	68											
		67										Gris	
		66m											

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA					FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS	
				Lut	mf	m	mg	Grav			
				CALIZAS							
				Mud	Wack	Pack	Grain	Rud & bound	Blq		
25	4,8										
		95									
		94									
		93									
		92									
		91									
		90									
		89									
		88m									

Columna de Préjano-Este (1 de 2)



Columna de Préjano-Este

Base { X=567723 m Long. 2°10'48"W
Y=4668818 m Lat. 42°10'7"N

Techo { X=567828 m Long. 2°10'44"W
Y=4668765 m Lat. 42°10'5"N

Localización: Columna realizada en la ladera oriental del Barranco del Gollizo, a la que se accede desde la pista forestal que conecta las localidades de Préjano y de Muro de Aguas, ascendiendo la vertiente suroeste de la Peña Isasa.

Columna de Préjano-Este (2 de 2)

TRAMO	ESPESOR	ESCALA	LITOLOGIA	LUTITA ARENA GRAVA										FOSILES TEXTURAS ETC	MUESTRAS
				Mud	Wack	PACK	Grain	Rud	Bound	Caliza	Grain	Can	Blot		
26	5.0	73													PR-ES-11 PR-ES-10
		72													
		71													
		70													
		69													
25	1.6	68												Gris	
		67													
		66												Gris	
24	2.8	65													PR-ES-09 PR-ES-08
		64													
		63													
23	3.5	62													
		61													
		60													
22	4.5	59													
		58													
		57													
21	3.7	56													PR-ES-07
		55													
		54													
20	1.8	53													
		52													
		51													
		50													
		49													
		48 m													



*Con la mitad del alma en el mar y la mitad del alma en la tierra,
y con las dos mitades del alma miro el mundo.*

PABLO NERUDA



Departamento de Estratigrafía
Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid



Instituto de Geociencias
UCM-CSIC

